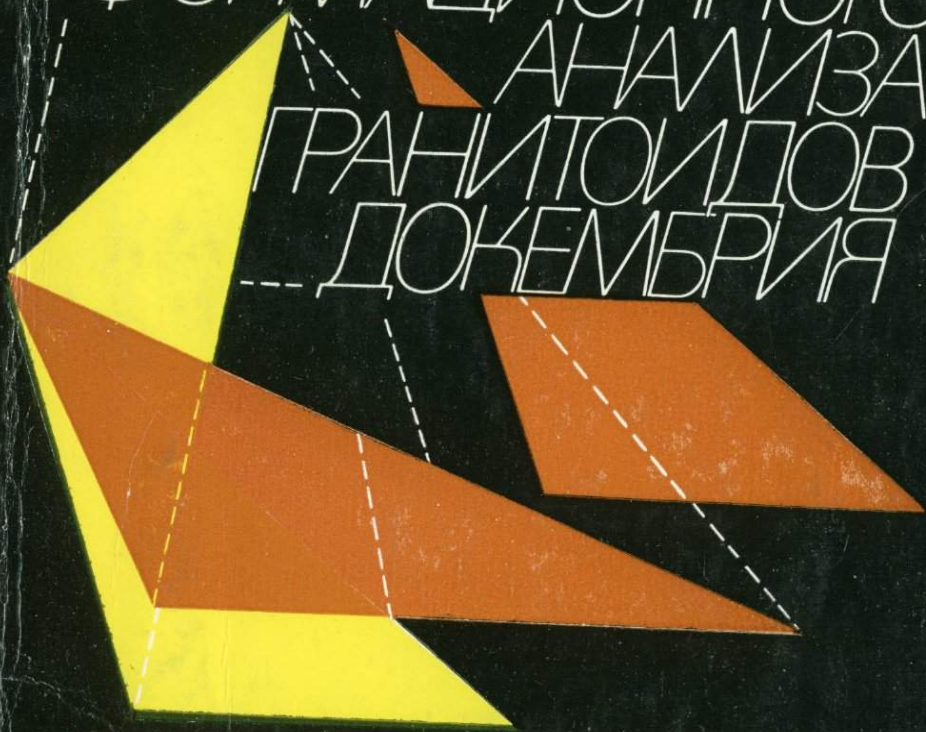


К.Е.Есунчук

ПЕТРОЛОГО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСНОВЫ
ФОРМАЦИОННОГО
АНАЛИЗА
ГРАНИТОИДОВ
ДОКЕМБРИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

К.Е. ЕСИПЧУК

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГРАНИТОИДОВ ДОКЕМБРИЯ

5124

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1988



УДК 551.26 (477)

Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия / Есипчук К.Е.; Отв. ред. Н.П.Щербак; АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Киев : Наук. думка, 1988. — 264 с. — ISBN 5-12-000166-1.

В монографии изложены современные представления о принципах и методах формационного расчленения гранитоидов и рассмотрены геологические, петрологические и геохимические критерии выделения и корреляции докембрийских гранитоидных формаций. На основе использования этих критериев разработана оригинальная схема классификации гранитоидных формаций Украинского щита. Среди них выделены интрузивные и палингено-анатектические образования, приуроченные к трем стадиям формирования "гранито-гнейсового" слоя земной коры: эндербит-плагиогранитовой, чернокилт-гранитовой и граносиенит-рапакивгранитовой. Рассмотрены особенности докембрийского гранитообразования и рудоносность гранитоидов Украинского щита.

Для специалистов и студентов, изучающих гранитоидный магматизм и проблемы петрологии докембрия.

Ил. 47. Табл. 11. Библиогр.: с. 240—262 (499 назв.)

Ответственный редактор Н.П.ЩЕРБАК

Утверждено к печати ученым советом
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редакция литературы о Земле

Редактор С.А.СВЕРДЛОВА

E 1904020000-615
M221 (04) -88 КУ-2-197-88

ISBN 5-12-000166-1

© Издательство "Наукова думка", 1988

Широкую известность и заслуженное признание геологов получил формационный метод исследований, первоначально разработанный советскими специалистами применительно к фанерозойским образованиям, а впоследствии распространенный и на сложные докембрийские комплексы. Разработан ряд классификаций гранитоидных формаций, как фанерозойских, так и докембрийских, в которых, однако, использовались главным образом тектонические и петрологические критерии и в недостаточной мере учитывалась минералогическая и геохимическая характеристика гранитоидов. В то же время известно, что именно химический состав и некоторые свойства минералов, а также особенности распределения в них элементов-примесей несут наиболее важную петрогенетическую информацию. С их помощью можно устанавливать источники магм, давших начало гранитам, определять степень их дифференциации и условия кристаллизации. Закономерности распределения и концентрации многих элементов-примесей позволяют судить о металлогенической специализации гранитоидов и разрабатывать на этой основе научные критерии поисков полезных ископаемых.

Весьма актуальной проблемой геологии докембрия является выяснение петрогенетических и возрастных соотношений между гранитоидами гранулитогнейсовых и гранито-зеленокаменных областей, характеризующихся разной металлогенией. В последнее время пересмотрены представления о низкой рудоносности докембрийских гранитоидов по сравнению с фанерозойскими. Оказалось, что продуктивны чаще всего аллохтонные граниты независимо от их возраста и поэтому выявление таковых среди докембрийских гранитоидов имеет очень важное металлогеническое значение.

В настоящей работе предпринята попытка решения и освещения этих вопросов на основе комплексного петрологического и геохимического изучения гранитоидов Украинского щита и их формационного расчленения. Полученные данные использованы для стратиграфической корреляции и уточнения стратиграфической схемы докембрия Украинского щита. Разработана схема генетической классификации гранитоидов этого региона и проведено сопоставление гранитоидных формаций Украинского щита с докембрийскими и фанерозойскими формациями гранитоидов других регионов.

В основу работы положены геологические материалы, собранные

автором на протяжении 25-летнего изучения геологического строения, петрологии и геохимии докембрийских образований Украинского щита. Используются данные о составе и свойствах свыше 500 мономинеральных фракций породообразующих и акцессорных минералов; в 134 образцах щелочных полевых шпатов и 60 образцах биотитов определены содержания редких элементов рентгенофлуоресцентным методом в лаборатории ИГФМ АН УССР. Акцессорные минералы изучались на основе обработки более 100 проб-протолочек. Цирконы, апатиты и сфены анализировались на содержание в них ряда главных и второстепенных элементов в этой же лаборатории В.А.Андреевым по разработанной им методике. Выделение мономинеральных фракций и общее разделение шлихов производилось в обогатительной лаборатории под руководством Г.Я.Терец.

Геохимическая характеристика гранитоидов дана на основе количественных определений содержания породообразующих элементов (K, Na, Ca, Fe, Ti) и широкого спектра элементов-примесей в 740 пробах гранитоидов. В большинстве образцов методом пламенной фотометрии определены содержания K, Na, Li, Rb, Cs, а количественным спектральным анализом — V, Cr, Co, Ni, Sc, Be. Рентгенофлуоресцентным методом определялись K, Ca, Fe, Ti, Cu, Zn, Pb, Ga, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Y. Содержание редкоземельных элементов определялось нейтронно-активационным методом. Обработка аналитических данных с применением факторного анализа выполнена в лаборатории математических методов ИГФМ АН УССР под руководством Л.С.Финкеля. Пробы для обработки объединялись по группам пород; средние содержания по комплексам и формациям рассчитывались с учетом их площадного распространения. При окончательной интерпретации геохимических данных учитывались сведения о физико-химической обстановке породообразования, полученные на основе изучения породообразующих и акцессорных минералов.

Часть образцов для исследований автору любезно предоставили Н.К.Крамаренко, К.И.Свешников, И.Б.Щербаков, В.И.Орса, А.П.Заяц, Н.А.Беспалько, В.К.Осадчий. С рукописью ознакомились и сделали ряд весьма полезных замечаний Б.Ф.Мицкевич, А.Б.Фомин, Т.А.Рокачук, В.И.Орса, В.М.Венидиктов. Многие вопросы обсуждались со И.Б.Щербаковым, В.И.Орсой, Е.Б.Глевасским, Е.М.Шереметом, К.И.Свешниковым.

На всех этапах проводимых исследований автор ощущал постоянную поддержку и содействие со стороны чл.-корр. АН УССР И.С.Усенко, а также акад. АН УССР Н.П.Щербака. Всем перечисленным товарищам, сотрудникам лабораторий, способствовавшим выполнению аналитических работ, Г.И.Мисиюк, А.К.Чебуркину, В.А.Андрееву, Г.Я.Терец, А.П.Заяц, Л.Ф.Пасальской, а также инженерам В.Н.Борко, Л.В.Семке, Т.Г.Валиулиной, Т.П.Шестак, А.И.Романюк и Л.Н.Мачуле, помогавшим при сборе и обработке материала и техническом оформлении работы, автор выражает глубокую благодарность.

Глава 1
ПРИНЦИПЫ И СХЕМЫ
ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Развитие исследований
по формационному анализу гранитоидов

Основы учения о закономерных ассоциациях магматических горных пород, в том числе и гранитоидов, были заложены в работах Ф.Ю.Левинсона-Лессинга [193], который первым ввел в геологическую литературу термин *петрографическая формация*. Под петрографической формацией он понимал единое в петрогенетическом отношении сообщество горных пород, образовавшихся из одного и того же магматического расплава в процессе его длительной природной эволюции. Такие сообщества с преобладанием определенного типа магматических пород в зависимости от состава исходной магмы (диабазовая, диоритовая, гранитная и др.) и условий ее кристаллизации, по мнению Ф.Ю.Левинсона-Лессинга, имеют такое же право на самостоятельное выделение и трактовку по ним геологической истории региона, как и крупные стратиграфические подразделения.

На Украинском щите первым описал генетически связанную группу пород "габбрового семейства" В.Е.Тарасенко [332]. Впоследствии большой вклад в развитие формационного анализа гранитоидов внесли известные украинские петрографы В.И.Луцицкий и Н.И.Безбородько.

Наиболее плодотворное развитие формационного анализа в нашей стране началось примерно тридцать лет назад и связано с исследованиями Ю.А.Билибина, Н.С.Шатского, Н.П.Хераскова, В.И.Попова, трудами которых [39, 399, 377, 273 и др.] были заложены теоретические основы учения о геологических формациях — как самостоятельного направления в области наук о Земле. Под геологическими формациями теперь большинство исследователей стало понимать "естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении" [377, с. 50].

Несколько позже были разработаны теоретические представления о разных уровнях организации вещества: ядерно-изотопном — атомарном — минеральном — породном — формационном [98, 173, 57]. Стало совершенно очевидно, что геологические формации являются не просто абстрактными понятиями, используемыми для удобства систематизации определенных геологических объектов, а представляют собой вполне реальные и закономерные структурно упорядоченные природ-

ные ассоциации горных пород, подобно тому, как сами горные породы являются закономерными ассоциациями минералов, а последние — ассоциациями атомов разных химических элементов.

Первая фундаментальная систематика магматических формаций была выполнена Ю.А.Кузнецовым [177], монография которого до сих пор остается общепризнанным фундаментальным трудом в области формационного анализа магматических горных пород. В его схеме, базирующейся на теории геосинклинально-платформенного развития земной коры, выделено 12 типов гранитоидных формаций, которые относятся к трем последовательным этапам становления и развития континентальной коры: геосинклинальному, орогенному и платформенному. Кроме того, в отдельную группу выделены некоторые специфические магматические формации древних платформ, хотя Ю.А.Кузнецов и считает, что все остальные формационные типы гранитоидов также могли образовываться в докембрии. В своей монографии он подчеркнул, что к предложенной им схеме классификации магматических формаций следует подходить творчески, направляя дальнейшие усилия исследователей на выявление новых закономерностей в наблюдаемых парагенезисах горных пород. Следует отметить, что эта схема стала основой, примером и образцом для выделения и описания аналогичных или подобных породных ассоциаций практически во всех регионах Советского Союза. Вместе с тем она стимулировала дальнейшее развитие формационного метода исследований, выделение новых типов формаций и создание более детальных формационных схем для отдельных регионов, периодов геологической истории и типов горных пород. Особенно плодотворным оказалось развитие формационных исследований применительно к докембрию, и в частности, к изучению докембрийских гранитоидных формаций.

Уже в 1971 г. Э.Б.Наливкина и В.В.Жданов при подготовке легенды для "Карты магматических формаций СССР, М 1:2 500 000" [141] выделили четыре собственно докембрийские гранитоидные формации больших глубин и сложного генезиса: чарнокитовую, кордиерит-гранатовых мигматит-гранитов, мигматит-плагиогранитовую и мигматит-гранитовую; все они связаны с инверсионной стадией развития геосинклинальных областей. Для консолидационной стадии развития докембрийских структур характерна формация рапакиви.

Еще более детально разработанную классификацию гранитоидных формаций докембрия предложили В.Н.Москалева и Е.Т.Шаталов [248]. К архейскому этапу развития земной коры ими отнесены формации: 1) мигматит-плагиогранитовая; 2) мигматит-гранитовая; 3) чарнокитовая; 4) аляскитовая. В протерозое инверсионной стадии соответствуют формации: 5) мигматит-плагиогранитовая; 6) мигматит-гранитовая; 7) чарнокитовая. Стадии консолидации: 8) гранодиорит-гранитовая; 9) лейкократовых гранитов; 10) гранит-граносиенитовая; 11) щелочных гранитов и сиенитов.

Наиболее детальная схема классификации гранитоидных формаций докембрия была разработана К.А.Шуркиным и Ф.П.Митрофановым [405, 407, 282, 220]. В одном из первых ее вариантов [282], включающем все магмагенные и ультраметагенные образования, было выделено 12 гранитоидных формаций, относящихся к трем этапам становления континентальной земной коры в докембрии: прогеосинклинальному, протогеосинклинальному и стабилизации древних платформ. Более полно (применительно только к гранитоидам) схема выглядит следующим образом.

1. *Формации прогеосинклинальных структур:*

раннескладчатых интрузивных эндербитов;

ряд формаций ареальных метаморфид гранулитовой фации (соскладчатых чарнокит-мигматитов; позднекладчатых субавтохтонных существенно микроклиновых аляскитов);

ряд формаций ареальных метаморфид амфиболитовой фации (соскладчатых мигматит-гранитов; позднекладчатых субавтохтонных микроклиноплагиоклазовых гранитов).

2. *Формации протогеосинклинальных структур:*

раннескладчатых интрузивных плагиигранитоидов;

соскладчатых автохтонных и субавтохтонных плагииклазовых мигматитов и гранитоидов катазоны;

интрузивных чарнокитоидов зон глубинных разломов;

аллохтонных плагииклаз-микроклиновых гранитоидов и мигматитов;

аллохтонных существенно микроклиновых гранитов и мигматитов.

3. *Формации ранних стадий развития древних платформ:*

щелочных гранитоидов;

интрузивных гранитов рапакиви;

ряд формаций кислых вулканоплутонических пород.

Кроме того, в геосинклинально-складчатых структурах позднего докембрия выделено несколько рядов формаций, соответствующих схеме Ю.А.Кузнецова (габбро-плагиигранитный, габбро-диорит-гранодиоритовый, гранитоидных батолитов).

Несколько позже Ф.П.Митрофанов и К.А.Шуркин [245] выделили формацию первично-коровых тоналитовых гнейсов, образование которых предшествовало прогеосинклинальному этапу. В последний добавились формации автохтонных метасоматических и аллохтонных магматических чарнокитоидов. Гранитоидные формации этапа стабилизации древних платформ были подразделены на две группы.

Вулканоплутонические формации — производные средних и кислых магм:

трахиандезит-сиенит-гранодиоритовая;

трахипарит-граносиенит-гранитная;

липарит-гранит-гранофировая.

Формации дифференцированных интрузий:

щелочно-гранитная;

диорит-гранитная;

рапакиви-анортозитовая.

На сегодняшний день данная классификация гранитоидных формаций докембрия остается наиболее полной, детально и глубоко проработанной. В значительной степени это обусловлено тем, что при ее составлении использовался материал практически по всем районам разви-

тия докембрия в нашей стране. Кроме того, при формационном расчленении гранитоидов авторы рассматриваемой схемы очень рационально использовали принципы формационного анализа, положив в основу классификации тектонические условия и вещественный состав, а в качестве важного, но вспомогательного, принципа использовав генетические данные.

Для сравнения приведем тоже довольно детальную схему формационного расчленения гранитоидов, разработанную В.А.Рудником [288], в которой основополагающим является генетический принцип. Он выделяет восемь генетических типов гранитоидов: 1) ортомагматические, или интрузивно-магматические; 2) интрузивно-анатектические; 3) интрузивно-реоморфические; 4) реоморфические; 5) палингенно-метасоматические; 6) метасоматические; 7) палингенно-анатектические; 8) метаморфогенные. Под формацией этот исследователь понимает набор горных пород, образующихся в определенных зонах в разрезе земной коры, на разных глубинных уровнях. Большинство докембрийских гранитоидов образовалось в зоне проявления высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма в результате переработки корового вещества при одновременно протекавших или сменявших друг друга процессах палингенно-анатектического, палингенно-метасоматического и метасоматического породообразования. Среди метаморфогенно-ультраметаморфических гранитоидов В.А.Рудник выделяет формации: 1) глиноземистых эндербитов; 2) эндербитов; 3) чарнокитов; 4) мигматит-гранитов; 5) трептометаморфогенных гранитоидов. Формации делятся на субформации по петрохимическим особенностям или условиям метаморфизма. По тектонической приуроченности формации группируются в формационно-генетические ассоциации метаморфизма и ультраметаморфизма погружения, ультраметаморфизма въздымания, постконсолидационных разломов и контактово-ультраметаморфогенную. Обладая определенными достоинствами, эта схема вместе с тем не получила широкого распространения из-за ее громоздкости и несоответствия ряду петрогенетических особенностей докембрийских гранитоидов. В ней не нашли полного и последовательного отражения ни вещественные особенности гранитоидных формаций, ни тектонические условия их образования.

На протяжении последнего десятилетия в Сибирском отделении АН СССР успешно развивается направление формационного анализа, базирующееся на изучении вещественного состава породных ассоциаций. Первая классификация магматических формаций по петрохимическим и морфолого-фациальным признакам была опубликована в 1972 г. Н.Л.Добрецовым и Г.Л.Добрецовым [92]. На основе структурных и морфологических признаков магматических пород их ассоциации разделяются по глубинности формирования на четыре класса: абиссальный (мигматит-плутонитовый), мезоабиссальный (батолитовый), гипабиссальный и эффузивный (вулканический). Дальше к

лые породы каждого из этих классов (основные и ультраосновные ассоциации мы не рассматриваем) делятся на серии по количественному соотношению Na, K, Ca и Al. В серии высокоглиноземистых кислых пород ($Na + K < Al - Ca$) выделяются гранитоидные формации: 1) двуслюдяных и высокоглиноземистых гранитов (мезоабиссальная); 2) мусковит-мигматитовая; 3) кордиерит-гранатовых мигматит-гранитов и чарнокитов (обе абиссальные). В сериях богатых кальцием существенно натриевых гранитоидов ($CaO > 2\%$; $Na_2O \geq K_2O$) выделяются формации: 4) диорит-гранодиоритовая (гипабиссальная); 5) андезиновых гранитов и гранодиоритов (мезоабиссальная); 6) плагиомигматитовая (абиссальная). Умеренно кальциевые гранитоиды ($CaO < 2\%$; $Na_2O > K_2O$) представлены формациями: 7) гранодиорит-плагиогранитовой (гипабиссальная); 8) плагиогранит-гранодиоритовой (мезоабиссальная); 9) плагиомигматитовой (абиссальная). Бедные кальцием существенно калиевые гранитоиды ($CaO < 2\%$; $Na_2O \leq K_2O$) представлены формациями: 10) гранит-лейкогранитовой (гипабиссальная); 11) гранитовой; 12) чарнокитовой (обе мезоабиссальные); 13) мигматит-гранитовой; 14) чарнокитовой (обе абиссальные). Субщелочные и щелочные гранитоиды представлены формациями: 15) сиенит-граносиенитовой; 16) субщелочной и гранит-алаяскитовой (обе гипабиссальные); 17) гранодиорит-граносиенитовой с подформацией рапакиви; 18) граносиенит-гранитовой (обе мезоабиссальные); 19) аляскит-мигматитовой; 20) граносиенит-чарнокитовой (обе абиссальные). Все выделенные формации простые, т.е. представлены породами только гранитоидного состава. Вместе с тем авторы [92] признают существование сложных ассоциаций, в которых участвуют породы разной основности, а также смешанных вулканоплутонических ассоциаций. Эта классификация очень детальная, логичная, стройная и единственным ее недостатком является практически полное игнорирование тектонических критериев.

Примером построения классификации базит-гранитоидных и гранитоидных формаций на чисто петрохимической основе, без использования даже критериев глубинности, является схема, предложенная Э.П.Изохом [134, 135]. По соотношению основных и кислых пород в этой группе формаций выделяются три типа природных ассоциаций: 1) существенно базитовый (базиты преобладают над гранитами); 2) существенно гранитовый (граниты преобладают над базитами); 3) гранитоидный. Каждый из этих типов подразделяется на три группы в зависимости от щелочности пород: 1) натриевую; 2) калий-натриевую; 3) калиевую. А в составе последних выделяются ассоциации (формации): 1) с повышенной щелочностью; 2) со средней и низкой общей щелочностью — представленные уже конкретными комплексами.

Использование не только петрохимических, но и геохимических признаков позволило некоторым исследователям предложить геохимические классификации с выделением геохимических типов гранитоид-

дов. Наиболее полный вариант такой классификации разработан Л.В.Таусоном [337], который выделил девять геохимических типов гранитоидов, объединяемых в три большие группы.

I. Гранитоиды — производные базальтовой магмы:

- 1) плагиограниты толеитового ряда;
- 2) гранитоиды андезитового ряда;
- 3) гранитоиды латитового ряда;
- 4) агпайтовые редкометаллные граниты.

II. Палингенные гранитоиды:

- 5) гранитоиды известково-щелочного ряда;
- 6) плюмзитовые редкометаллные лейкократовые граниты;
- 7) граниты щелочного ряда;
- 8) редкометаллные граниты щелочного ряда.

III. Ультраметаморфические гранитоиды.

К сожалению, эта очень интересная классификация построена почти исключительно на материале по фанерозойским гранитоидным комплексам, а все докембрийские гранитоиды объединены в группу ультраметаморфических без более детального расчленения.

Следует заметить, что большинство геологов, занимающихся исследованием гранитоидов конкретных регионов, разрабатывает свои местные (региональные) классификации чаще всего на вещественно-тектонической основе, опираясь, как на эталонные, на схемы классификации гранитоидных формаций Ю.А.Кузнецова [177] или К.А.Шуркина и Ф.П.Митрофанова [220]. Некоторые исследователи предлагают и несколько отличные варианты классификации. В качестве примера можно привести схему формационного и фациального расчленения гранитоидов Урала, составленную Г.Б.Ферштатером [364, 366]. Главным классификационным признаком здесь определена водонасыщенность гранитной магмы. По этому признаку выделены группы гранитоидных ассоциаций: вулканическая ("сухая" и маловодная магма) и плутоническая (магма обогащена водой). Каждая из этих групп делится на формационные типы (габбро-гранитный, тоналит-гранодиоритовый, адамеллит-гранитный и гранитный), те, в свою очередь, — на главные три серии, а уже последние представлены конкретными комплексами и массивами.

Более детальную схему формационного деления гранитоидов Урала на тектонической основе и с определением флюидно-металлогенической специализации формаций предложили В.В.Холоднов и И.Н.Бушляков [387]. В классификациях уральских геологов понятие *формационный тип* употребляется не для обозначения абстрактной ассоциации, объединяющей сходные конкретные формации разных областей и возраста, а как конкретное классификационное подразделение более высокого ранга, чем формация. Это вносит еще большую путаницу в и без того сложную и запутанную терминологию формационного анализа.

Мы упомянули лишь незначительную часть из существующих классификаций гранитоидных формаций, отражающих наиболее су-

ществленные тенденции в развитии формационного анализа применительно к данной группе пород. Будучи неравноценными по масштабам, целям и задачам, они неодинаково широко используются в геологической практике, в разной степени популярны. Вместе с тем каждая из этих схем несет существенное рациональное зерно и задача состоит в том, как наиболее разумно и целесообразно выбрать из них и объединить все наиболее ценное для более глубокого познания и обобщения закономерностей образования и рудоносности гранитоидных пород.

Обзор представлений о возрасте и генезисе гранитоидов Украинского щита

Начало изучения гранитоидов Украинского щита положено К.М.Феофилактовым [361], который выделил среди них определенные типы и дал им названия по цвету, составу и месту нахождения: красные и серые граниты, житомирский гранит, бердичевский гранит и др. Подробная петрографическая характеристика гранитов Волыни была дана В.Е.Тарасенко [332]. В.И.Лучицкий [212] характеризует рапакиви и ассоциирующие с ними породы Корсунь-Новомиргородского района, антоновский и коростышевский граниты, близкие житомирскому и генетически с ним связанные. А.Е.Лагорио [184] первым описывает гиперстеновые породы Волыни, которые несколько позже В.И.Лучицкий назвал чарнокитами, а Н.И.Безбородько — бугитами. В.Е.Тарасенко [333, 334] выделяет и описывает много других разновидностей гранитоидных пород в центральных и южных районах Украины, в частности, диориты и плагиограниты в Среднем Приднпровье. Уже в начале нынешнего столетия создается стратиграфическая схема докембрия Украинского щита [213], в которой гранитоидные породы располагаются на определенных уровнях: в низах разреза плагиограниты Приднепровского района и чарнокиты Побужья, в средней его части серые граниты (бердичевский, житомирский и др.), выше — розовые граниты и, наконец, в самых верхах разреза, комплексы рапакиви и щелочных пород Приазовья. Отмечается тесная связь гранитов с мигматитами, которые большинством исследователей рассматриваются как продукт инъекции в гнейсовую толщу гранитной магмы. Однако уже в то время В.Е.Тарасенко [334] высказывает соображения о возможном ультраметаморфическом происхождении некоторых гранитов Украины.

Важный этап в изучении гранитоидов Украинского щита связан с именем Н.И.Безбородько, который первым наметил принципы их формационного расчленения и дал разработанную в деталях петрогенетическую схему магматизма этого региона [19, 20]. Он выделил 24 типа гранитов и гранодиоритов, большинство из которых составляют основу нынешних гранитоидных комплексов. Опираясь на классичес-

кую магматическую теорию, Н.И.Безбородько объяснял большое разнообразие определенным образом связанных между собой гранитоидных пород Украинского щита кристаллизацией гранитной магмы на разных уровнях в земной коре (катамагма, мезомагма и эпимагма) при широком развитии процессов дифференциации и ассимиляции. Большинство выделенных им типов гранитов и гранодиоритов Н.И.Безбородько объединял на основе общности текстурно-морфологических, минералогических и петрохимических признаков в петрогенетические и сопряженные пары, а те, в свою очередь, — в петрогенетические районы. Для последних предполагались общие процессы развития и кристаллизации магмы, сходные физико-химические и геологические условия гранитообразования.

Через 12 лет после работы Н.И.Безбородько публикуется коллективная монография под редакцией В.И.Лучицкого, посвященная петрографическому описанию Украинского щита [214]. Авторы этой работы отказались от предложенной Н.И.Безбородько слишком дробной классификации гранитов и выделили ограниченное количество (всего шесть) магматических комплексов и несколько самостоятельных типов или разновидностей гранитов. Наиболее древний — днепровский комплекс, представленный гранодиоритами, гнейсо-гранитами, аплитами и пегматитами. К следующему этапу развития щита относятся подольский чарнокито-норитовый, кировоградско-житомирский и бердичевский комплексы. В посткриворожское время формировался криворожский комплекс плагиогранитов, пегматитов и аплитов. После овручских кварцитов образовались граниты осницкие, коростенские (в том числе рапакиви), боковянские. Щелочные породы мариупольского комплекса отнесены к палеозою. Заложенные Н.И.Безбородько основы формационного анализа гранитоидов в работе [214] по сути дела не получили дальнейшего развития, хотя некоторые вопросы стратиграфических взаимоотношений были решены в ней более правильно.

Следующий значительный этап в изучении гранитоидов Украинского щита связан с именами известных украинских петрологов Н.П.Семениченко, И.С.Усенко и Л.Г.Ткачука. В 1958 г. выходит составленная в основном ими при участии других геологов крупная монографическая работа из серии "Геология СССР" [76], посвященная геологическому описанию платформенной части Украинской и Молдавской ССР. В этой работе выделено и детально описано уже значительно большее количество гранитоидных комплексов (около 20), которые объединяются в пять разновозрастных групп, соответствующих тектоно-магматическим циклам, а по вещественному составу делятся на семь ветвей.

Наиболее древняя (раннеархейская) группа гранитоидных комплексов, связанных с бугско-днепровской складчатостью северо-западного простирания, объединяет бугско-подольскую чарнокитовую се-

рию, чудново-бердичевские и кременчугские граниты, звенигородские гранодиориты. К позднеархейской группе отнесены равномернозернистые и порфировидные ингулецкие, саксаганские, кировоградские, житомирские, коростышевские, мокромосковские, базавлукские и приазовские граниты; внедрением магм этих гранитов завершилось формирование криворожских субмеридиональных складчатых структур. С раннепротерозойской субширотной складчатостью связано образование группы гранитоидных комплексов, объединяющей demuринские, днепровские, токовские, верблюжские, боковянские и пержанские граниты. К платформенному этапу приурочено становление сложных Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, а также гранитоидов Уманского и Антоновского массивов, приазовского сиенитового комплекса и порфировидных гранитов Каменных Могил и с.Катериновка в Приазовье.

По химическому составу среди гранитоидов выделяются калийная, известково-щелочная кальциевая, натриевая, известково-щелочная магнезиально-железистая и лейкократовая пералюминиевая ветви [306]. К наиболее распространенным существенно калиевым гранитам отнесены днепровские, токовские, боковянские, верблюжские, осницкие и пержанские; они образовались из магмы, пересыщенной калием. Высокая активность калия была причиной появления плагиоклаз-ортоклаз-пироксеновой ассоциации, характерной для пород чарнокит-монцитонитового семейства, наиболее широко распространенных в бассейне р. Южный Буг и в Ингуло-Ингулецком районе. Несколько меньше развиты известково-щелочные гранитоиды, среди которых различают кальциевую (кременчугские и звенигородские плагиограниты) и магнезиально-железистую (чудново-бердичевские граниты) ветви. К промежуточным калиево-известково-щелочным отнесены житомирские, кировоградские и ингулецкие граниты. Натриевая ветвь представлена щелочными гранитами с эгирином и рибекитом, встречающимися в Коростенском плутоне, щелочными гранитами и сиенитами Приазовья, альбитовыми аллитами.

И.С.Усенко [348, 350] приходит к выводу, что все граниты Украинского щита являются внутрикоровыми образованиями — продуктами ультраметаморфической переработки вплоть до полного переплавления вулканогенно-осадочных толщ в результате последовательно развивающихся процессов регионального метаморфизма и гранитизации; среди гранитоидов он различает метасоматические и магматические, перемещенные и неперемещенные.

Н.П.Семененко [310] связывает образование большинства гранитов Украинского щита с процессом магматического замещения вулканогенно-осадочных толщ под воздействием глубинных гранитных флюидов, пересыщенных кремнеземом. Эти флюиды для каждой эпохи гранитообразования характеризуются специфическим составом и приводят к формированию гранитоидов определенной петрохимической

ветви независимо от состава замещаемых пород. Гранитные комплексы каждой эпохи имеют сходные черты состава и строения на громадных площадях, хотя и залегают в толщах разного состава. Это определенно свидетельствует о ведущей роли в процессе гранитообразования не исходных пород, а состава и режима гранитообразующих глубинных флюидов. По мнению Н.П.Семененко, магматическое замещение нельзя отождествлять ни с ультраметаморфическими, ни с метасоматическими процессами.

В 1950-е и особенно начиная с 1960-х гг. на Украинском щите проводятся детальные геологосъемочные работы, накапливается обильный материал по изотопной геохронологии гранитоидных комплексов и изучению их вещественного состава с применением физико-химических и физических методов. Гранитоиды Северо-Западного района в это время детально изучают Л.Г.Ткачук [341, 342], И.Л.Личак [205, 206], А.Я.Хатунцева [342, 376], В.П.Бухарев [51, 52], Н.А.Беспалько [22], Н.П.Щербак [411, 412], Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского районов — Ю.Ю.Юрк [434, 435], Н.П.Щербак [412], И.Б.Щербак [424, 425], О.И.Слензак [317], В.М.Венидиктов [60], Ингуло-Ингулецкого и Среднеприднепровского районов — Н.П.Семененко [312], Я.Н.Белевцев [27], Р.Я.Белевцев [23, 24], В.И.Орса [255, 256], В.Н.Трощенко [347], Приазовского района — И.С.Усенко [355], Ю.Ю.Юрк [436], И.Д.Царовский [309], Н.А.Елисеев [105], В.А.Цуканов и К.Е.Есипчук [432, 393, 394] и многие другие исследователи.

Появляется в печати первая классификация геологических формаций Украинского щита [354], в которой все докембрийские гранитоиды региона объединены в одну гранитоидную батолитовую формацию. В более поздних схемах [351–353] уже использован принцип глубинности гранитообразования и среди гранитоидов выделены ассоциации амфиболитовой и гранулитовой фаций. Несомненное достоинство этой схемы — разделение гранитоидов на авто- и аллохтонные; большинство их считалось породами автохтонными и изофизичными с вмещающими толщами. Доказывалась тесная генетическая связь гранитоидов с вмещающими толщами, что является главнейшей специфической особенностью раннедокембрийского гранитоидного магматизма. Независимо от способа образования (изохимическая перекристаллизация, метасоматическая гранитизация или анатектическое плавление) раннедокембрийские гранитоиды пассивны по отношению к вмещающим породам; во вмещающих породах амфиболитовой и гранулитовой фаций отсутствуют какие-либо признаки механического воздействия со стороны гранитоидов. В древнейших гранитоидах не отмечались и такие явления, как дифференциация и многофазность, — обычные для фанерозойского магматизма. Считалось, что если раннедокембрийские гранитоиды и проходили магматическую стадию, то это был специфический магматизм в зоне рождения магмы, равновесной с вмещающи-

ми породами, без существенных перемещений в более высокие горизонты земной коры.

Подобно тому, как метаморфические породы делятся на богатые и бедные кальцием (метабазиты и метапелиты), И.Б.Щербаков [425] предложил разделить нормальные граниты Украинского щита по составу на субкальциевые ("апобазитовые") и субглиноземистые ("апелитовые"). К первой группе отнесены уманские, верхнеросинские, салтычанские, верблюжско-боковянские, мухареvские граниты, ко второй — кировоградские, житомирские, ставищенские, новоукраинские, бердичевские, мокромосковские. В составе некоторых комплексов присутствуют граниты обоих типов. Петрохимический тип гранита наиболее отчетливо определяется по составу биотита и ассоциациям акцессорных минералов. В гранитах апобазитового ряда биотит менее глиноземистый, для них характерна ассоциация циркона, апатита и магнетита со сфеном и ортитом; в апелитовых гранитах высокоглиноземистый биотит обычно ассоциирует с породообразующим или акцессорным гранатом, акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом и часто монацитом.

На основе данных изотопного возраста в докембрии Украинского щита выделено несколько эпох гранитизации и магматизма [420, 308, 309]. Н.П.Семеновко [309] выделил семь орогенических циклов, с каждым из которых связано становление определенных гранитоидных комплексов. С наиболее ранним аульским и конкским орогенезами (докембрий I; 3500—2700 млн лет) связано образование днепровского комплекса серых и красных гранитов и гранодиоритов. Бугско-подольскому орогенезу (докембрий II; 2700—2300 млн лет) соответствует формирование подольского комплекса чарнокитов, чудново-бердичевских гранитов и салтычанских гранитов Приазовья. С ингуло-ингулецким орогеническим циклом (докембрий III; 2300—2000 млн лет) связаны житомирские, кировоградские, ингулецкие и анадольские граниты. Осницкие и коростенские граниты, а также комплекс нефелиновых сиенитов и екатериновские граниты Приазовья отнесены к докембрию IV (2000—1500 млн лет). Завершается магматическая деятельность на Украинском щите формированием пержанских гранитов.

Дальнейшее развитие геохронологии докембрия Украинского щита, базирующееся на изотопных методах, связано с работами Н.П.Щербака [412—423], который ввел понятия реперных изотопных дат и датирования нижних и верхних возрастных границ стратиграфических подразделений по изотопии акцессорных минералов из вулканитов и гранитоидов. На основе надежных изотопных данных был уточнен возраст многих супракрустальных серий и гранитоидных комплексов и создана новая стратиграфическая схема докембрия Украинского щита, утвержденная Украинской республиканской стратиграфической комиссией и известная как схема УРМСК. Каждые три—пять лет в эту

схему вносятся необходимые изменения и уточнения в связи с получением новых геологических и изотопно-геохимических данных. В последнем варианте схемы выделено 16 гранитоидных комплексов. К архею отнесены днепропетровский, шевченковский и звенигородский плагιοгранитовые комплексы, гайворонский эндербитовый комплекс и сурско-токовский комплекс плагииоклазовых и плагииоклаз-микроклиновых гранитов. В нижнем протерозое выделены кировоградско-житомирский, приазовский, гайсинский, уманский, бердичевский, букинский и осницкий комплексы, а также завершающие раннепротерозойский цикл восточноприазовский и коростенский комплексы. К верхнему протерозою отнесены каменноугольский и пержанский комплексы. Проводится корреляция стратиграфических подразделений и магматических комплексов Украинского щита и других регионов развития докембрия в пределах Восточно-Европейской платформы, а также с Алданским щитом [407, 209]. В последние годы на Украинском щите впервые в СССР были обнаружены древнейшие гранитоиды возрастом до 3600 млн лет [414], представленные тоналитами и эндербитами.

Проблема связи гранитоидного магматизма Украинского щита с тектоникой наиболее детально рассмотрена Г.И.Каляевым [139, 140]. Отмечая преимущественную приуроченность гранитоидов к антиклинальным формам и прямую связь их со своеобразными гнейсо-мигматитовыми и гранитными куполами и валами, этот исследователь усматривает в докембрийском гранитоидном магматизме причину проявления специфической глубинной складчатости. Мантийные тепловые потоки в подвижных зонах приводили к выносу щелочных металлов, кремния и алюминия из нижних частей земной коры ("гранулитовый" слой), их дегранитизации и одновременному разогреву, насыщению указанными и летучими компонентами более высоких горизонтов, способствуя магматическому замещению, плавлению, "вспучиванию" и "всплыванию" появляющихся гранитоидных масс и их активному воздействию на окружающие породы. Таким образом, вследствие гравитационной неустойчивости возникали гранит-мигматитовые антиклинальные поднятия, а между ними — синклиналильные депрессии, которые могли заполняться новыми вулканогенными осадочными толщами. Другими словами, сочетание своеобразных антиклинальных и синклиналильных форм, столь характерное для гранито-зеленокаменных областей, является следствием одного и того же процесса, а их формирование неразрывно во времени. Заложение и развитие самих подвижных зон Г.И.Каляев рассматривает с позиций новой глобальной тектоники, реконструируя в докембрии Украинского щита геодинамические обстановки поддвига океанической плиты под континентальную, столкновения островной дуги с континентальной плитой и двух континентальных плит. Рассматривая структурную эволюцию гранитоидного магматизма во времени, он отмечает, что в раннем докембрии гранитоидный магма-

5124

тизм и глубинная складчатость, в условиях сравнительно маломощной земной коры, охватывали все зоны геосинклинали и даже смежные протоплатформенные блоки. С течением времени гранитоидный магматизм как бы отступал, все более сокращаясь по площади и концентрируясь во внутренних зонах геосинклиналиальных систем. При этом все большее значение приобретали существенно микроклиновые граниты и возрастала роль микроклиновых мигматитов.

В 1970–1980-е гг. более углубленно изучается вещественный состав гранитоидов Украинского щита. В частности, детально проанализированы и обобщены сведения о составе и свойствах породообразующих биотитов [356], щелочных полевых шпатов [410], пироксенов [276], гранатов [275], акцессорных минералов [2, 437]. Обобщенная характеристика практически всех породообразующих и акцессорных минералов из гранитоидов приведена в нескольких сводных работах по региональной минералогии Украины [187, 242, 243]. Новый огромный фактический материал позволил дать более развернутую классификацию гранитоидных формаций Украинского щита [353]. Только среди раннедокембрийских гранитоидов было выделено 23 комплекса, сгруппированных по возрасту в четыре формационных ряда (архей, или докембрий I; архей – ранний протерозой, или докембрий II; ранний протерозой, или докембрий III; ранний – средний протерозой, или докембрий IV); по составу комплексы сгруппированы в формационные серии: гранодиоритовую, плагιοгранитовую, нормальных гранитов и лейкократовых гранитов. Другой вариант классификации гранитоидных формаций, близкий к предлагаемому в настоящей работе, представлен в сводке по гранитоидам Украинского щита, опубликованной в 1984 г. [80]. Здесь 34 гранитоидных комплекса группируются в 10 формаций по составу; последние отвечают четырем этапам становления земной коры: прогеосинклиальному, протогоеосинклиальному, субплатформенному и платформенному. По структурно-тектонической приуроченности среди комплексов выделяются размещенные в разновозрастных с ними метаморфических толщах (прогрессивные) и в блоках более ранней консолидации (регрессивные), а также автотонные и аллохтонные. В этой же работе дана краткая характеристика всех гранитоидных комплексов и приведены общие сведения о их изотопном возрасте, минералогии, петрохимии и геохимии.

Первая крупная работа по геохимии гранитоидов Украинского щита была выполнена М.Н.Ивантишиным [132]. Главное внимание, однако, в этой работе было уделено петрографической характеристике гранитоидных комплексов, описанию породообразующих и акцессорных минералов и особенностям распределения в них редких и рассеянных элементов. Автор обратил внимание на закономерное изменение состава гранитов и содержаний в них элементов-примесей по мере перехода от более древних геосинклиналиальных к платформенным гранитоидам, в частности, уменьшение в них содержания железа, магния



и кальция и увеличение содержания щелочных металлов и кремния, возрастание железистости и др. Подобная же закономерность отмечена при переходе от ранних к поздним фазам каждого комплекса. М.Н.Ивантишин обратил внимание на то, что состав биотитов, полевых шпатов, монацита, циркона и особенно содержания в них редкоземельных элементов для каждого гранитоидного комплекса резко индивидуальны. Этот факт, по мнению Н.П.Семененко [311], убедительно свидетельствует в пользу не ультраметаморфического, а магматического происхождения гранитов, подчеркивая главенствующую роль в особенностях их состава не исходного метаморфического субстрата, а глубинных гранитообразующих (сквозьмагматических или трансмагматических, по Д.С.Коржинскому) флюидов.

Позже изучением геохимии гранитов Украинского щита занимались Б.Ф.Мицкевич [247], А.П.Заяц [121, 122], М.И.Толстой [345, 344], Ю.П.Егоров [26, 102], К.И.Розанов [283], В.П.Куц [182], Л.С.Галецкий [73] и др. Наиболее детально была изучена геохимия редких щелочных металлов в горных породах, в том числе и в гранитах Украинского щита [247]. Делались попытки рассчитать среднее содержание элементов-примесей в разных типах гранитоидов, определить их геохимическую и металлогеническую специализацию. Составлена первая геохимическая карта Украинского щита [74].

Принципы и методы выделения гранитоидных формаций

Формационный анализ зародился и развивался на первых этапах исключительно как синтез петрологии и тектоники. Сущность его заключалась в выявлении закономерностей развития различных структур земной коры на основе анализа слагающих эти структуры ассоциаций горных пород. Первая схема классификации магматических формаций Ю.А.Кузнецова [177] была составлена именно на тектонической основе. Анализируя связь тектоники и магматизма, Е.К.Устиев [358] выделял в истории развития мобильных поясов три последовательные стадии, каждой из которых соответствует свой характерный набор магматических формаций: 1) образование геосинклинали (подводные вулканические формации); 2) образование геоантиклинали и орогенез (вулканоплутонические и плутонические формации); 3) посторогенная стадия, или стадия активизации (вулканоплутонические и субаэральные вулканические формации). Таким образом, переход от геосинклинального режима через орогенный к платформенному выражается в смене вулканизма плутонизмом, а затем опять вулканизмом с появлением на промежуточных этапах переходных вулканоплутонических ассоциаций.

В основу классификации магматических формаций раннего докембрия [282, 220] положена схема развития раннедокембрийских

структур земной коры с выделением трех последовательных этапов: прогеосинклинального, протогеосинклинального и стабилизации древних платформ. Для первого этапа характерны обильные проявления основного и среднего магматизма с антидромной последовательностью. Это объясняется малой мощностью и неустойчивостью "гранито-гнейсового" слоя, что способствовало быстрому отделению и перемещению магм из неглубоких магматических очагов. Широко развиты чарнокиты и гранит-мигматиты, представляющие собой древние зоны зарождения и кристаллизации гранитных магм в условиях ультраметаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций. На втором этапе уже отчетливо проявилась дифференциация тектонических режимов с образованием подвижных протогеосинклинальных систем и разделяющих их протоплатформ. Значительно увеличивается разнообразие геологических и, в частности, магматических формаций. Так, например, во внутренних прогибах происходит накопление вулканогенно-хемогенных толщ, а в краевых зонах — вулканогенно-терригенных. В зонах глубинных разломов широко проявляется инициальный основной вулканизм, образуются интрузии габброидов, гипербазитов, габбро-анортозитов, чарнокитов. Для материковых областей с более устойчивым сиалическим фундаментом характерны также средние и кислые вулканы. Чрезвычайно разными были процессы гранитообразования. На этапе стабилизации древних платформ происходило становление специфических интрузивных формаций (щелочно-гранитной и анортозит-рапакивигранитной), а также ряда своеобразных вулканоплутонических ассоциаций.

Для каждого из выделенных этапов характерен свой набор магматических и ультраметаморфических комплексов. Магматический комплекс в понимании К.А.Шуркина и Ф.П.Митрофанова [220] — это сообщество когенетичных (связанных общностью происхождения) магматических пород, близких по времени, тектоническим и фаціальным условиям образования. Ультраметагенный комплекс объединяет изофаціальные глубинные породы, сформировавшиеся в результате взаимодействия метаморфического субстрата с возникшими на месте или привнесенными гранитообразующими расплавами, флюидами и растворами. Магматические и ультраметагенные формации — это уже систематизационные (абстрактные) понятия, объединяющие вещественно близкие и сходные по условиям образования магматические и ультраметагенные комплексы. Последние при этом могут иметь разный возраст и располагаться в разобценных структурах. Формации различаются между собой по тектоническим условиям образования и приуроченности, по набору пород и внутреннему строению, а также особенностям петрохимии, минерального состава и металлогенической специализации. Соответственно в название формации включается ее вещественная характеристика и приуроченность к определенному этапу развития типовой структуры земной коры (например, формация

позднескладчатых плагиоклаз-микроклиновых гранитов и мигматитов протогеосинклинальных систем материкового типа).

На первом этапе развития формационного анализа его применение обычно заключалось в сравнении изучаемых породных парагенезисов с эталонными. За эталонные чаще всего принимались магматические формации Ю.А.Кузнецова [177], а для раннего докембрия — К.А.Шуркина и Ф.П.Митрофанова [282]. Сходство или идентичность формаций свидетельствовали о сходных тектонических условиях и стадиях развития в истории становления земной коры изучаемого региона.

Однако уже в 1973 г. Ю.А.Кузнецов [178] выступил с критикой формационного анализа магматических горных пород, основанного на сравнении изучаемых ассоциаций с эталонными, типовыми (установленными по визуальным или обобщенным характеристикам). Этот метод, по его мнению, безусловно, сыграл свою положительную роль, но сейчас перестал удовлетворять запросы бурно развивающейся фундаментальной геологической науки и геологического производства. Накопленный за два десятилетия опыт изучения магматических формаций показал, что в природе нет строго детерминированной связи между типами формаций и тектонических структур. В лучшем случае можно говорить о преобладании определенного типа магматизма в определенных режимах, но не об исключительной и конкретной их приуроченности или запрещенности в структурах того или иного типа. Кроме того, по мнению Ю.А.Кузнецова, классификация магматических формаций на тектонической основе не удовлетворяет требований формальной логики (одноранговые подразделения выделяются по разным, не вполне определенным признакам; несоблюдение правила непересекаемости классов и т.п.).

В 1976 г. на V Всесоюзном петрографическом совещании Ю.А.Кузнецов с группой своих учеников представили доклад с изложением новых принципов построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава [179]. Эти принципы основаны прежде всего на специфике признаков геологических формаций вообще. Признаки должны быть не только качественными, но и содержать количественные характеристики, что обусловлено неявной дискретностью объектов исследований. Из-за того, что взаимосвязь между признаками не вполне детерминирована, а скорее вероятностна, они должны вводиться в классификацию последовательно и независимо.

Предлагаемая систематика магматических формаций не является эталонной, универсальной по своему содержанию, а может служить лишь образцом для составления конкретных классификаций геологических формаций каждого из исследуемых регионов. Она основана на петрографических или породных группах, в общем соответствующих классам магматических пород (перидотитовая, пироксенитовая, базитовая, кислая, щелочно-салическая, анортозитовая, карбонатито-

вая). Из породных групп составляется первая ступень классификации — магматические ассоциации или комплексы. Для пород и тел, объединяемых в магматический комплекс, обязательны территориальная связь (приуроченность к одной структурно-формационной зоне), стратиграфическая (возрастная) близость и наличие петрогенетических связей (принадлежность к единому процессу породообразования, но не обязательная комагматичность). Магматический комплекс может иметь однородное (квазиоднородное) распределение составов пород или распределение с признаками неоднородности (неодномодальное). Разделение магматических комплексов обосновывается: а) существенными различиями состава (петрографического, петрохимического); б) разобщенностью ареалов распространения или наличием четких разделяющих тектонических или тектоно-формационных границ; в) признаками существенных перерывов магматической деятельности во времени [29, 30].

Магматические комплексы собственно и представляют собой региональные формации малого масштаба. Последующая их классификация осуществляется по самым разным группам признаков, которые выбираются в зависимости от задачи исследований. Группа из нескольких комплексов, объединяемых по определенному набору общих признаков, тоже является формацией, но уже другого ранга. Таких рангов или уровней группирования может быть очень много; допускается также использование разных наборов признаков и соответственно множество формационных классификаций. Следовательно, в понимании этой группы исследователей магматическая формация выступает не как какой-то определенный, конкретный, а любой парагенезис магматических горных пород, обладающий некоторой степенью внутренней геологической связности и выбранный для корреляционного анализа [178, 180].

Основная ступень классификации магматических формаций — петрохимическая. В качестве ведущих систематизационных критериев рекомендуется использовать меланократовость и общую щелочность, дополнительных — железистость и титанистость. Допускается также возможность использования для систематизации формаций геохимических признаков горных пород.

И, наконец, последняя ступень систематизации формаций по составу — минералогическая. Для интрузивных пород данный уровень систематизации по значению не уступает петрохимическому. При этом учитывается не только количественно-минеральный состав в отношении главных породообразующих и акцессорных минералов, но также и приобретающие формационное значение некоторые их химические и физические свойства.

При такой систематизации получаем определенную матрицу, в которой не все выделенные классы могут оказаться заполненными. Они соответствуют проблематичным формациям, еще не выявленным в

данном регионе, или же вообще не существующим в природе ввиду особенностей петрогенеза. Такая в значительной степени теоретическая схема может направлять на поиски новых, пока еще неизвестных ассоциаций горных пород. Однако при этом становится неявным, как бы отходит на задний план, влияние геологических факторов (тектонических структур и этапов, уровней глубинности и др.) на состав и строение формаций. И хотя геологи в процессе работы могут выделять ассоциации пород самого разного объема и содержания, по-разному их расчленять и объединять, им следует иметь в виду, что основная задача формационного исследования, а значит и составления окончательной схемы классификации магматических формаций, — выявление общих закономерностей в кажущемся бесконечном разнообразии породных ассоциаций, поиски наиболее характерных, повторяющихся типов этих ассоциаций, определение их взаимоотношений и, в конечном счете, выяснение характера связи магматизма с тектонической обстановкой и оруденением, углубленный анализ петрогенезиса. Так что формационный анализ нельзя рассматривать как процедуру произвольную. В основе всегда лежат конкретные природные объекты с определенными тектоническими и генетическими соотношениями, закономерностями состава и строения, для которых создаются разные их модели. Любая классификация геологических формаций представляет собой модельное отражение природной обстановки и обязательно должна удовлетворять некоторым общим принципам. Прежде всего необходимо, чтобы она наиболее полно отражала реальные природные соотношения между исследуемыми горными породами, а также особенности изменения состава и свойств этих пород; другими словами, такая модель должна быть наиболее адекватной. Кроме того, любую классификацию геологических формаций нужно составлять с учетом оптимальных научных правил систематизации. И, наконец, она должна быть жизнеспособной, конструктивной, обеспечивать более глубокое познание природы анализируемых объектов, т.е. наиболее оптимально решать поставленные научные и практические задачи [178].

Нами в качестве основной таксономической единицы при описании и классификации гранитоидных формаций Украинского щита выбран комплекс. Он объединяет парагенетически связанные гранитоиды, характеризующиеся определенной общностью состава, близкие по времени и условиям образования и развития в пределах одной и той же структурно-формационной зоны (или района). Принадлежность гранитоидов к тому или иному комплексу определяется прежде всего их территориальной и структурно-тектонической приуроченностью, петрохимическим и геохимическим сходством, наличием характерных породобразующих и акцессорных минералов или минералов с признаками сходства по составу и свойствам, близким возрастом и определенной генетической связью. Комплексы могут быть простыми и сложными по составу. Простые комплексы однофациальны; они представ-

лены одной главной породной разновидностью и незначительным количеством второстепенных разновидностей, чаще всего относящихся к жильной или краевой (гибридной) фации. Сложные комплексы подифациальны: в их составе выделяется несколько главных породных разновидностей и нередко значительное количество второстепенных.

Сходные по составу и тектоническому положению гранитоидные комплексы разных структурно-формационных зон и, возможно, разного возраста (в пределах определенного геологического региона, в данном случае, Украинского щита) объединяются в гранитоидную формацию. Название формации должно обязательно отражать ее породный состав (главные члены формации) и региональную приуроченность. Например, формация тоналитов и плагиигранитов Украинского щита; эта формация представлена днепропетровским (Среднеприднепровский район), шевченковским (Приазовский район) и звенигородским (Росинско-Тикичский район) комплексами.

Нам кажется, что неоднозначность термина *магматическая формация*, применимость его к ассоциациям магматических пород любого ранга, как это допускается новосибирскими учеными, затрудняет выделение и сравнение однотипных породных парагенезисов в разных регионах, проведение межрегиональных геологических корреляций. Очевидно, нет никакой необходимости дублировать термин *магматическая ассоциация*, который как раз и относится к систематизационной группе любого ранга.

Вряд ли целесообразно также использовать в одном и том же смысле термины *магматическая формация* и *магматический комплекс*, как это было предложено Ю.А. Кузнецовым [178], или *магматическая формация* и *магматический формационный тип*, как это предлагают ленинградские геологи [282]. Во избежание терминологической путаницы и лучшего взаимопонимания резонно закрепить за каждым из этих терминов свой достаточно узкий и конкретный смысл.

Под гранитоидным комплексом мы понимаем парагенетически связанную ассоциацию гранитоидов, характеризующихся определенной общностью состава, близких по времени и условиям образования и развитых в пределах одной и той же структурно-формационной зоны.

Конкретная гранитоидная формация — это сообщество сходных по составу, тектонической приуроченности и условиям образования гранитоидных комплексов, развитых в пределах определенного достаточно крупного геологического региона; в одну формацию могут объединяться комплексы разного возраста, при этом временной разрыв не превышает длительности одного тектоно-магматического цикла.

Формационный тип гранитоидов — это уже систематизационное понятие, отражающее главные особенности многих конкретных гранитоидных формаций, вещественно близких и характеризующихся сходной обстановкой образования [282]. К одному формационному типу

могут относиться формации разных регионов и разного возраста (даже докембрийские и фанерозойские).

Кроме того, гранитоидные комплексы группируются в латеральные или вертикальные серии [282]. Латеральные серии комплексов близки по возрасту, но могут быть разными по составу, условиям формирования и, следовательно, формационной принадлежности. Последнее свидетельствует о существовании различных тектонических режимов в разных, даже смежных блоках одного региона в одно и то же время. Вертикальные серии комплексов формируются в одно и то же время на разных уровнях "глубинности".

И, наконец, целесообразно выделять ряды гранитоидных комплексов, формировавшихся последовательно в пределах конкретной геологической структуры на протяжении одной определенной стадии ее тектонического развития [282].

Процесс проведения самого формационного анализа можно разделить на три последовательных этапа: 1) выделение гранитоидных комплексов, определение их объемов и естественных границ; 2) классификация и типизация комплексов; выделение гранитоидных формаций, латеральных и вертикальных серий, рядов гранитоидных комплексов; 3) уточнение связи гранитоидных формаций с теми или иными геологическими структурами и стадиями их развития; воссоздание эволюции процесса гранитообразования в связи с тектоникой и термодинамическими условиями; выяснение места и роли гранитоидных формаций в геологической истории региона и значения для его металлогении.

Решение всех этих задач требует использования комплекса тектонических, петрологических и геохимических критериев, применение которых на каждом из этапов формационного анализа имеет свои особенности.

Геологические критерии формационного анализа

В процессе выделения гранитоидных комплексов мы имеем дело с конкретными геологическими телами, которые слагаются определенными породными разновидностями. При полевых исследованиях выясняются форма таких тел, условия их залегания, местоположение в разрезе, взаимоотношения с другими породами, относящимися к тому же комплексу, вмещающими и прорывающими телами.

Для описания формы тел и их соотношений с вмещающими породами существует хорошо разработанная общепринятая терминология [373, 104]. При характеристике внутреннего строения тел и их сочетаний предлагается использовать некоторые дополнительные понятия [298]. Тела, обособленные от окружающих пород достаточно четкими границами, внутри которых подобных границ нет, называются *индивидуальными*. Несколько однотипных, близко расположенных индивиду-

дуальных тел образуют *составное плутоническое тело*. Индивидуальные тела по характеру строения делятся на изотропные (однородные) и анизотропные; последние могут быть полосчатыми, зональными, пятнистыми.

Индивидуальные тела выступают в качестве элементарных членов породных парагенезисов (комплексов, формаций). Простые комплексы состоят из разобщенных в пространстве однотипных индивидуальных тел, повторяющих один и тот же элементарный парагенезис. Сложные комплексы представлены составными плутоническими телами или серией таких тел, отвечающих сочетаниям нескольких элементарных парагенезисов.

Для обозначения любых достаточно крупных составных плутонических тел применяются термины свободного пользования — *массив* или *плутон*, которые чаще относятся к одному комплексу, но в отдельных случаях могут объединять и разные пространственно сближенные комплексы. Для последнего случая характерно отсутствие постоянных пространственных связей между такими же индивидуальными телами в других массивах. Это в первую очередь касается конкретных формаций (например, габбро-гранитовой), важнейшим (но не единственным) критерием выделения которых является постоянная повторяемость таких ассоциаций в разных массивах.

Следует иметь в виду, что в природе практически не встречаются полностью идентичные массивы гранитоидов, поэтому очень важно определить, какие геологические признаки достаточны для отнесения разных массивов к одному комплексу (формации). К.И.Свешников [298] предлагает объединять в конкретную формацию массивы, обладающие: 1) одинаковым набором главных членов породного парагенезиса; 2) одинаковым соотношением главных членов; 3) одинаковым типом строения наиболее крупных индивидуальных тел; 4) сходным характером направленности изменения состава от центров к периферии массивов.

Перечисленные особенности гранитоидных массивов являются внешними признаками гранитоидных формаций [135], к числу которых следует еще отнести форму и размер массивов, глубинность и способ их формирования (много- или однофазность, алло- или автохтонность и др.), степень эродированности, геологическую позицию (тип структуры, этапы развития, состав вмещающих пород и т.д.), соотношение в составе массива плутонитов, вулканитов и даек, признаки рудоносности.

В докембрийских толщах почти всегда приходится иметь дело с наложением нескольких магматических фаз (или циклов) и тектонических процессов вследствие чего первичная форма тел более ранних комплексов оказывается сильно нарушенной, иногда вообще не поддающейся реставрации. В таких случаях вопросы о времени формирования индивидуальных тел и отнесении их к определенным комп-

лексам решаются только с помощью структурно-петрологического метода [282, 278].

Каждый тектоно-магматический цикл развития подвижной зоны включает в себя несколько стадий и соответствующих им этапов деформации, метаморфизма и магматизма. Первая стадия (общего прогибания) характеризуется вертикальной направленностью тектонических движений, растяжением, разрывами и образованием некрупных, часто куполовидных складок с пологой кристаллизационной сланцеватостью. Первичные породы подвергаются интенсивному метаморфизму, преобразуются в гнейсы, но не мигматизируются. Гранитоиды этой стадии представлены исключительно интрузивными телами, реликты которых наблюдаются в виде слабо измененных, немигматизированных будин и останцов среди более поздних мигматитов и гранитов.

Деформации второй стадии осуществляются в условиях тангенциального сжатия и приводят к образованию крупных, изоклинальных, нередко опрокинутых линейных складок. Они могут сочетаться с куполовидными структурами реоморфизованного фундамента. С этой стадией связано максимальное проявление гранитообразующих процессов, приводящих к формированию гранит-мигматитов и батолитоподобных интрузивных тел, неперемещенных или перемещенных на сравнительно небольшие расстояния, часто вдоль осевых плоскостей складок. Пансинкинематические интрузии такого типа обычно представлены гранитоидами гнейсовой структурной фации, изофациальными с породами рамы, контакты с которыми чаще субсогласные, но иногда и секущие.

Деформации третьей стадии обычно являются следствием радиального и тангенциального сжатия; при этом образуются небольшие открытые складки и зоны кливажа, сопровождающиеся куполовидными и штокообразными телами позднекладчатых гранитов. Хотя такие интрузии бывают сопряжены с зонами глубинных разломов и не согласуются с общим более ранним структурным планом, тем не менее контакты их с вмещающими породами обычно согласные. Последние подвергаются структурной перестройке и мигматизируются с образованием мелких складок, ориентированных параллельно контактам. Сами интрузии во внутренних частях сложены массивными гранитами, а в зонах эндоконтакта — их гнейсовой фацией.

Почти всегда удается выделить структуры четвертой, а иногда и пятой стадий деформации, представленных зонами расланцевания, системами разрывов и трещин, с которыми могут быть связаны дайки основного состава.

Особенно важно выяснение соотношений гранитоидов с интрузиями основных пород, начинающих и завершающих тектоно-магматические циклы, а также с разновозрастными деформациями и сопутствующими им метаморфическими преобразованиями. По более поздним, наложенным, зонам разгнейсования, бластомилонитизации и диафорте-

за, прослеживающимся в гранитоидах и вмещающих породах и несогласным с более ранними текстурами гранитоидов, определяются верхние возрастные границы гранитоидных комплексов. Эти текстурные и метаморфические преобразования следует отличать от автотектонических и синхронных с гранитообразованием в ранне- и складчатых гранитоидах. В последних случаях вмещающие породы не несут признаков наложенного метаморфизма, а изменение самих гранитов более равномерное [282].

Специфическое структурное положение занимают послескладчатые интрузивные комплексы, образующиеся в субплатформенных и платформенных условиях. Они приурочены к зонам глубинных разломов, служивших путями поступления высоконагретых основных и ультраосновных магм из подкорковых глубин. Последние стимулировали палингенез пород "гранито-гнейсового" слоя на его более глубоких уровнях и внедрение кислой и субщелочной магмы в верхние горизонты земной коры с образованием явно интрузивных сложных по составу комплексов.

Чрезвычайно важная роль отводится геологическим критериям на последнем этапе формационного анализа, при окончательном определении связи гранитоидных комплексов с теми или иными геологическими структурами и стадиями их развития. В последнее время многими исследователями проведены обобщения результатов палеотектонического анализа докембрия, дана довольно подробная характеристика основных типов докембрийских структур и предложены разные модели и схемы эволюции эндогенных режимов во времени. Общеизвестна специфичность тектонического режима на самых ранних этапах становления континентальной земной коры, который определяется как "пермобильный" [294], "нуклеарный" [260], "ультра-" или "пангеосинклинальный" [375], "догеосинклинальный" [43], "раннегеосинклинальный" [423], или "прогеосинклинальный" [405]. М.З. Глуховский и Е.В. Павловский [84] выделили начало нуклеарной стадии в самостоятельную "лунную" стадию развития земной коры (древнее 4000 млн лет), для которой, как считает ряд исследователей [143, 79], характерно развитие своеобразных крупных кольцевых структур.

Начальную стадию формирования "гранитного" слоя земной коры, на которой чрезвычайно широкое развитие получили плагиигранитоиды (эндербиты, "серые гнейсы"), мы предлагаем называть *эндербит-плагиигранитовой* стадией. Для нее характерно нелинейное расположение структур, отсутствие структурных несогласий внутри геологических комплексов, которые, возможно, были затуханы последующими деформациями. Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций проявлялся на больших площадях при отсутствии существенных термальных аномалий, что объясняется слабой тектонической дифференцированностью земной коры [170]. Предполагается, что обширные нелинейные подвижные зоны (талассогеосинклинали) разделялись

более устойчивыми структурами талассократонового типа. Средний и основной магматизм характеризовался тоже непоясовым распределением и антидромной последовательностью, что также объясняется малой мощностью и неустойчивостью "гранито-гнейсового" слоя земной коры [282].

Следующая стадия развития земной коры определяется как чарнокит-гранитовая. Для нее уже характерна существенная дифференцированность тектонических режимов с четким разобщением подвижных и устойчивых областей, в распределении и ориентировке которых намечается определенная линейность. Осадочные и вулканогенные породы этой стадии чрезвычайно разнообразны, что обусловлено ясно выраженной структурно-фациальной зональностью и резким разделением областей сноса и аккумуляции. Характерно развитие специфического основного вулканизма в пределах трогообразных прогибов с формированием зеленокаменных толщ, перекрытых более пестрыми по составу вулканогенно-осадочными толщами. Значительно более разнообразными становятся и складчатые структуры, среди которых наряду с куполовидными и диапировыми формами, так характерными для предыдущей стадии, широко развиты крупные линейные и дугообразные системы, при этом первые приурочены исключительно к участкам ремобилизованного более древнего фундамента. Региональный метаморфизм варьирует в самых широких пределах — от зеленосланцевой до гранулитовой фации; характерны метаморфическая зональность и парные метаморфические пояса [171]. Во внутренних зонах окраинных подвижных областей и в зонах глубинных разломов широко проявился основной и ультраосновной магматизм (эффузивный и интрузивный), местами формировались интрузии габбро-анортозитов и гиперстеновых гранитов. Для систем внутриконтинентального типа, заложенных на сиалическом фундаменте, характерен также средний и кислый вулканизм. Особенно интенсивен на этой стадии процесс гранитообразования с широким развитием разнофациальных гранитоидов, в частности калиевых гранитов и чарнокитов. Завершилась чарнокит-гранитовая стадия общей инверсией и консолидацией подвижных областей.

На границе раннего и среднего протерозоя начинается стабилизация древних платформ [405] (субплатформенная, или граносиенит-рапакивигранитовая, стадия). Выделяются соответствующие этой стадии платформы с наложенными впадинами и краевыми прогибами, а также обрамляющие их геосинклинальные области с периферическими и внутренними геантиклинальными поднятиями, остаточными, внешними и внутренними прогибами.

Если в выделении и типизации докембрийских структур, стадий и этапов их развития существенных разногласий нет, то интерпретация их природы и механизма образования крайне спорна. Противоборствуют два главных направления: классическая геосинклинальная

теория, в основе которой лежат вертикальные перемещения литосферы под влиянием астеносферного диапиризма, и новая глобальная тектоника, основывающаяся на горизонтальном перемещении литосферных плит по астеносферному слою вследствие крупномасштабных конвективных движений в мантии. Однако это уже самостоятельная достаточно сложная проблема, выходящая за рамки настоящей работы.

Петрологические критерии формационного анализа

Петрологические или внутренние признаки гранитоидных формаций отражают качественные особенности отдельных пород — главных и второстепенных членов парагенезиса. На основании этих признаков устанавливается общность происхождения и условий формирования породной ассоциации и доказывается, почему ее следует считать парагенетической, а не случайным набором пород.

Удобной категорией при петрологической характеристике комплексов и формаций является *породная группа* [28]. Под породной группой понимается элементарная совокупность горных пород с уни-модальным распределением состава по всем слагающим компонентам и такими петрохимическими и петрографическими особенностями, которые позволяют рассматривать ее как самостоятельную, не имеющую прямой связи по составу с другими породными группами данного комплекса. Породные группы разделяются по признаку резкой неоднородности распределения составов, причем это не неоднородность вообще, а резкая и систематическая неоднородность, выраженная неодномодальностью и другими резкими изменениями закона рассеяния признаков состава. Проверка совокупности пород на неоднородность проводится с помощью математико-статистического анализа. Можно также использовать простейшие гистограммы и двухмерные точечные диаграммы сопряженности в комбинации с неформальным анализом всех имеющихся геологических и петрологических данных. Разделение пород разных совокупностей устанавливается четко, если по какому-либо из признаков состава обнаруживается полный разрыв между группами. Если же непрерывный характер процесса по петрологическим данным достаточно очевиден (например, фракционирование кристаллов в замкнутой камере при застывании интрузии), то совокупность следует трактовать как однородную, несмотря даже на формальные статистические признаки неоднородности.

В природе часто наблюдается сочетание двух-трех породных групп: базитовой, гранитоидной и щелочной; при этом очень важно установить наличие бимодальности или постепенного перехода между ними. Бимодальные серии хорошо выражены на петрохимических диаграммах типа AFM (два максимума в распределении составов пород) или на двухмерных гистограммах. Плавный известково-щелочной тренд без признаков бимодальности либо свидетельствует о непрерывности маг-

матической серии, либо является результатом тектонических или метасоматических факторов.

Важнейшие петрохимические характеристики породных групп и гранитоидных комплексов — их кислотность — щелочность, железистость, глиноземистость, титанистость. По уровню общей щелочности, определяемому суммарным содержанием K_2O и Na_2O , различаются гранитоиды с низкой ($K_2O + Na_2O < 7,5\%$), нормальной ($7,5-8,5\%$), повышенной ($8,5-9,5\%$) и высокой ($> 9,5\%$) щелочностью. По типу щелочности различаются гранитоиды высоконатриевые (Na_2O преобладает над K_2O во всех типах гранитоидов — от диоритов до лейкократовых гранитов), натриевые (Na_2O преобладает в гранитоидах с содержанием $SiO_2 < 69\%$), калиево-натриевые (при $SiO_2 > 63\%$ преобладает K_2O , а при $SiO_2 < 69\%$ — Na_2O), калиевые (K_2O преобладает при $SiO_2 > 57\%$), высококалиевые (K_2O преобладает во всем ряду гранитоидов). Тип щелочности гранитоидов легко определяется на статистико-петрохимических диаграммах $SiO_2 - K_2O, Na_2O$ по положению точки пересечения корреляционных линий.

По железистости различаются гранитоиды маложелезистые ($f = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100 < 50\%$), умеренно-железистые ($f = 50-75$), железистые ($f = 75-85$) и высокожелезистые ($f > 85$). По кремнеземистости выделяются четыре группы гранитоидов: гранитоиды низкой кислотности ($SiO_2 = 57-62\%$); умеренно-кислые ($62-68\%$); кислые ($68-75\%$) и ультракислые ($SiO_2 > 75\%$). В высокоглиноземистых гранитоидах в отличие от низкоглиноземистых разность $Al_2O_3 - (2CaO + Na_2O + K_2O)$ больше пяти. По содержанию TiO_2 различаются гранитоиды низкотитанистые ($TiO_2 = 0,25\%$), умереннотитанистые ($0,25-0,50$), титанистые ($0,50-0,75$) и высокотитанистые ($> 0,75$).

Известно несколько способов определения генезиса гранитоидов на основе сравнения их химического состава с экспериментально установленными составами кислых расплавов. В частности, петрологами широко применяется тройная диаграмма $Ab - Ort - Kfs$ О.Таттла и Н.Буэна [490]; однако при анализе наиболее широко распространенных ассоциаций с повышенным содержанием Са эта диаграмма не позволяет делать надежных петрогенетических выводов. Е.И.Кравцова [162], используя данные последних экспериментов по плавлению гранитных систем, составила четверную диаграмму $Ab - An - Ort - Kfs$ (H_2O) при $P_{H_2O} = 0-10^9$ Па, позволяющую проверять анатектическую модель гранитообразования.

Г.М.Беляев и В.А.Рудник [32] предложили метод оценки термодинамических условий кристаллизации гранитоидов из расплава по их химическому составу. Теоретической основой метода является так называемый принцип Миаширо, согласно которому химический состав глубинных пород определяется условиями их образования [475]. Ими использовались уравнения множественной регрессии, ставящие в

зависимость химический состав гранитных выплавов от общего давления в системе, равного парциальному давлению воды, и от температуры; уравнения для P_{H_2O} рассчитывались на основе экспериментальных данных О.Таттла и Н.Боуэна [490], а для T_P — на основе экспериментальных данных Х.Штуля [486].

Известно несколько способов определения кислотности — основности горных пород, в том числе и гранитоидов, на основе их химического состава. Простейший, но недостаточно надежный способ заключается в сравнении содержаний кремнезема или его отношения к сумме оксидов металлов; однако при этом не учитываются геохимические различия отдельных элементов, прежде всего их основность, и такое сравнение носит чисто качественный характер. Л.С.Бородин [47] для количественной оценки кислотности магматического расплава предложил использовать параметр A_c , определяемый по формуле $A_c = 4Si/Me B_c$, где Si — атомное количество Si в породе, Me — атомные количества других элементов, B_c — относительная основность каждого элемента, определяемая по десятибалльной шкале. В.А.Жариков [115] в качестве показателя кислотности горных пород ввел условный потенциал ионизации, рассчитываемый на основе атомных количеств элементов в химическом анализе с учетом потенциалов ионизации катионов и сродства к электрону анионов. А.А.Маракушев [227] для оценки основности горных пород применил метод расчета приращения свободной энергии реакции ионизации с участием воды и протона; расчет основан на том, что активность H^+ служит показателем основности и выражается через изобарно-изотермический потенциал этой реакции.

При выделении и характеристике гранитоидных комплексов и формаций важную роль играют минералогические критерии.

Прежде всего количественный минеральный состав пород в отношении главных породообразующих минералов относится к числу определяющих признаков их классификационной принадлежности. Наличие или отсутствие некоторых второстепенных минералов (граната, пироксена, кордиерита, силлиманита и др.) является характерной особенностью, определяющей принадлежность породы к тому или иному комплексу. Такую же роль играют отдельные акцессорные минералы и их ассоциации. И, наконец, в последнее время большое петрологическое значение приобрело изучение типоморфных особенностей самих минералов (состава, структуры, габитуса, включений), а также их физических свойств (окраски, термолюминесцентных, радиоспектроскопических характеристик, электрических, термических, механических и др.).

Состав минералов является надежным индикатором температурных условий кристаллизации. Для определения температур гранитообразования успешно используются двуполевошпатовый [17, 292], биотит-гранатовый, биотит-пироксеновый, биотит-амфиболовый, амфибол-плаггиоклазовый, гранат-пироксеновый [261], титаномагнетитовый

[441] геотермометры. Изоморфные замещения в минералах и распределение изоморфных элементов между некоторыми равновесными минеральными фазами позволяют судить о давлении при процессах гранитизации. Наиболее приемлемы для геобарометрии твердые растворы, отличающиеся прежде всего большим объемным эффектом смешимости с малой энергией смешения [320, 147]. При исследовании гранитоидов чаще всего используются гранат-кордиеритовый [463], ортопироксеновый [372] и двуполевошпатовый [497] геобарометры.

На основе принципа кислотно-щелочного взаимодействия (по Д.С.Коржинскому [157]) разработаны методики оценки кислотности — щелочности среды минералообразования. Установлено, в частности, что с повышением щелочности снижается глиноземистость биотита с заменой истонита — сидерофиллита флогопитом — лепидомеланом [228]; однако на состав биотита влияет не только рН среды, но и температура минералообразования, парциальное давление кислорода и др. Предложен ряд диаграмм, позволяющих определять эти параметры [130, 154].

Довольно сложно проявляются кислотно-основные свойства у щелочных полевых шпатов. Из-за влияния кислотно-основного взаимодействия оксидов, разной степени ионизации и прочностей химических связей калия и натрия [231] при низких и умеренных температурах основность альбита выше основности калиевого полевого шпата, а при высокой температуре — наоборот; это определяет их устойчивость в разных термодинамических условиях.

Весьма ценную петрогенетическую и корреляционную информацию несут также структурные характеристики минералов. Известна классификация калиевых полевых шпатов из гранитоидов по их оптической и рентгеновской упорядоченности, степени триклинности, параметрам элементарной ячейки [231]. Перспективными структурно-типоморфными признаками являются также дефектность кристаллов, наличие в них вакансий, примесных и электронно-дырочных центров, дислокаций, мозаичного строения [232], однако их петрогенетическая роль только выясняется.

Для наиболее распространенных магматических плагиоклаз-микроклиновых гранитов характерна структурная модификация биотита 1М. В несколько более высокотемпературных условиях, при повышенном давлении и пониженном рН кристаллизуется биотит — 2М₁. Гранитоиды с несколькими структурными модификациями слюд формировались скорее всего в несколько фаз или испытали существенные постмагматические преобразования [259].

Источником объективной и важной информации об условиях гранитообразования являются включения в минералах. Наличие расплавленных включений определенно свидетельствует о магматическом генезисе гранитов. По температурам гомогенизации газовой-жидких включений определяются термодинамические условия завершающих стадий грани-

тообразования; состав жидкой и газовой фаз позволяет также судить о флюидном режиме гранитообразующих процессов.

Кристалломорфологические признаки породообразующих минералов проявляются в гранитах через их структуру и позволяют восстанавливать порядок кристаллизации. Важный критерий при формационном анализе — кристалломорфология акцессорных минералов. В частности, для каждого гранитоидного комплекса характерен специфический набор морфологических типов цирконов [88].

Окраска минералов, как известно, имеет сложную природу [266] и зависит от многих факторов (кислотность — щелочность, температурные и окислительно-восстановительные условия и др.). Признаками принадлежности гранитоидов к определенному комплексу и формации может служить окраска кварца, биотита, циркона и других минералов.

Информативным свойством некоторых минералов является их термолюминесценция [335]. Так, например, калиевые полевые шпаты с разным типом рентгеностимулированной термолюминесценции распространены на Украинском щите довольно закономерно, находясь в гранитах определенного способа образования, глубинности и возраста [285].

Радиоспектроскопическими методами в ряде породообразующих минералов Украинского щита выявлены своеобразные центры, которые можно рассматривать в качестве типоморфных [234, 233]. Так, методом ЭПР в кварце обнаружены $Al - O^-$ -центры, связанные с pH минералообразующей среды, содержанием в ней летучих компонентов, скоростью и температурами кристаллизации. Информативны в кварце также Ti^{3+} -, $Fe - O^-$ - и Eu -центры. Было установлено, что интенсивность линий спектра ЭПР, отвечающих $Al - O^-$ -центру, закономерно возрастает по мере перехода от древних к молодым гранитам. Высказано предположение, что эта характеристика, имеющая типоморфное значение, определяется возрастом, температурой и способом формирования гранитов [235].

Геохимические критерии формационного анализа

Известно, что петрологические данные менее информативны при расчленении и корреляции гранитоидов, характеризующихся сравнительным однообразием минерального и химического состава, чем геохимические. Редкоэлементный состав гранитоидов, зависящий в гораздо меньшей степени, чем петрохимический, от процессов дифференциации, позволяет при достаточно надежной аналитической базе выявлять индивидуальные особенности отдельных массивов, комплексов и формаций, производить их типизацию, расчленение и корреляцию.

Особенно интенсивно начало развиваться геохимическое направле-

ние в петрологии в последние два десятилетия в связи с применением экспрессных высокочувствительных и точных аналитических методов: рентгеноспектральных, изотопных, нейтронно-активационных. При этом используются данные о распределении элементов-примесей не только в массе породы, но и в отдельных слагающих ее минералах. Появились работы, посвященные рассмотрению закономерностей распределения редких элементов в главных сериях изверженных пород [47], в частности в гранитоидах [4, 160]. В.И.Коваленко [150] было введено понятие геохимический тип гранитоидов, позже расширенное и дополненное Л.В.Таусоном [337]. Последний под геохимическим типом подразумевает группу гранитоидов, "отличающихся общностью способа образования и геологического положения, что может проявляться в близости химического и минерального состава и формировании сходных рудно-магматических комплексов в разные периоды геологической истории" (с. 164). Это определение почти совпадает с принятым нами определением гранитоидной формации, что позволяет, при введении ее детальной геохимической характеристики, говорить о формационно-геохимическом типе гранитоидов.

В первом варианте систематики геохимических типов гранитоидов была выделена группа этих пород ультраметаморфического генезиса, представляющая гранитоиды докембрия. В более поздней геохимической классификации магматитов эта группа гранитоидов подразделена на четыре геохимических типа: эндрбиты, чарнокиты, рапакиви и собственно ультраметаморфические граниты.

О.Д.Ставров [326] выделяет три группы гранитоидных формаций, различающихся геохимическими данными: 1) ультраметаморфогенные, или анатектические; 2) интрузивные дифференцированные; 3) вулканоплутонические ассоциации андезит-дацит-липаритового ряда. Эти группы гранитоидов довольно четко выделяются по содержанию рубидия, лития и отношению K/Rb. Для определения формационной принадлежности гранитоидов рекомендуется также использовать отношения: V/Cr, Co/Ni, Ti/V, Nb/Ti, Zr/Hf, Sr/Ca и др.

Разными авторами предлагаются геохимические критерии различия магматических и метасоматических гранитоидов [160, 174, 229 и др.], определения источника исходной магмы, степени ее дифференцированности, глубины эрозионного среза [5, 8] и др.

В последнее время для решения вопросов петрогенезиса гранитоидов, в частности источника исходной магмы, а следовательно, и их формационной принадлежности широко применяются отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и др. По стронциевому отношению различают гранитоиды с предположительно мантийным (или нижнекоровым) источником магматических расплавов, в которых отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеризуется невысокими значениями (0,702—0,706). В коровых палингенных и палингенно-метасоматических гранитоидах это отношение значительно выше (0,710—0,740). Сиалическая конта-

минация мантийных магм или плавление океанической коры в зонах субдукции приводит к формированию гранитоидов с промежуточными значениями стронциевого отношения [461 и др.].

По данным Н.П.Щербака и др. [415], низкими стронциевыми отношениями характеризуются тоналиты и плагиограниты Среднего Приднепровья (0,704—0,710) и Западного Приазовья (0,703—0,710). В их мигматизированных разностях это отношение повышается до 0,720—0,730, а в отдельных случаях — до 1,114. В палингенно-анатектических гранитах житомирского комплекса отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0,724—0,732, в ремобилизованных высокоглиноземистых бердичевских гранитах — 0,719—0,749, в регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитах мокромосковского комплекса — 0,788—0,815.

Для выводов об источнике исходной магмы следует использовать не измеренное, а первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, рассчитанное с учетом количества радиогенного стронция, образованного за счет распада содержащегося в граните рубидия. Такое отношение в плагиогранитах и тоналитах Среднего Приднепровья и Приазовья равно 0,704, в бердичевских гранитах — 0,708, а в мокромосковских — 0,710, что подтверждает если не мантийное, то, по крайней мере, нижнекоровое происхождение первых и коровое палингенно-анатектическое — бердичевских и мокромосковских гранитов.

Более надежные данные об источнике гранитных магм дает комбинированное изучение стронциевых и неодимовых изотопов: современные вулканические породы с мантийным источником характеризуются при низких стронциевых отношениях высокими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,513).

Исследованиями геохимиков установлено, что при переходе от основных пород к кислым увеличивается содержание ^{18}O в общем количестве кислорода; в процессе кристаллизационной дифференциации остаточный расплав обогащается изотопом ^{18}O . Гранитоиды с более глубинным магматическим источником характеризуются низкими содержаниями тяжелого кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 6,5\text{--}8,5$), а в коровых оно поднимается до 9,0—13,0. Исследования Е.И.Донцовой показали, что плагиогранитоиды Среднего Приднепровья ($\delta^{18}\text{O} = 7,7\text{--}7,8$) имеют более глубинный источник исходной магмы по сравнению с Кировоградскими гранитами, в которых содержание тяжелого кислорода достигает 10,9—11,0.

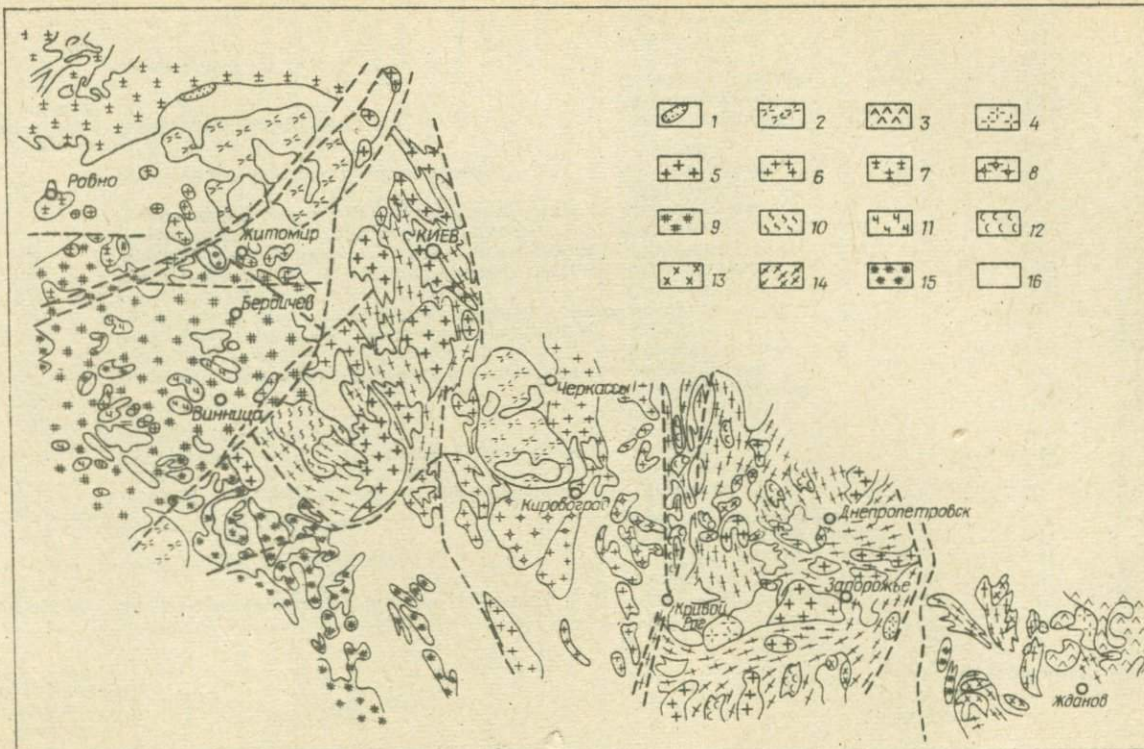
Чрезвычайно важную информацию для определения формационной и петрогенетической принадлежности гранитоидов несет содержание в них редкоземельных элементов. Известно, что метаморфические и метасоматические граниты характеризуются существенно цериевым составом лантаноидов, а магматические обогащены иттрием и элементами его группы [222]. Заметному фракционированию при гранитообразовании подвергается европий. В частности, гранитоиды с глубинным источником магмы обогащены этим элементом по сравнению с коровыми палингенно-анатектическими.

В ранее разработанной при участии автора классификации гранитоидных формаций Украинского щита [88] формации выделялись прежде всего по составу и относились к четырем этапам становления континентальной земной коры. Две формации представляли прогеосинклинальный этап, пять — протогеосинклинальный, две — субплатформенный и одна — платформенный. Каждая формация состояла из нескольких комплексов, которые группировались в субформации прогрессивных и регрессивных гранитоидов в зависимости от их приуроченности к зонам с геосинклинальной подготовкой или активизированным блокам более ранней консолидации. В составе каждой из субформаций выделялись автохтонные (параавтохтонные) и аллохтонные комплексы. Таким образом, в этой схеме, в отличие от более ранней классификации гранитоидных формаций Украинского щита [353], в значительно большей степени учитывались тектонические критерии, однако они были использованы для выделения не формаций, а лишь субформаций и групп комплексов. Формация как наиболее крупная единица классификации гранитоидов оставалась сугубо вещественной категорией.

В предлагаемой схеме (табл. 1, рис. 1) структурно-генетическая характеристика отражена в названии большинства формаций (определения — *интрузивный, ремобилизованный, прогрессивный и регрессивный*). Термин *интрузивный* пояснения не требует. Ремобилизованные гранитоиды образовались в результате метаморфической и ультраметаморфической переработки более древнего фундамента в связи с тектоно-магматической активизацией, но без существенного изменения состава первичных пород. Прогрессивные граниты формируются при последовательной метаморфической, а затем ультраметаморфической переработке вулканогенно-осадочных толщ, накопленных на предшествующих этапах развития геосинклинальных прогибов. Регрессивные гранитоиды, подобно ремобилизованным, являются продуктами переработки пород более древнего фундамента, однако при этом происходит существенное изменение их состава под воздействием глубинных флюидно-тепловых потоков. В названиях некоторых формаций дополнительные определения не вводятся; это формации субщелочных гранитоидов, анортозит-рапакивигранитовая, редкометалльных лейкократовых гранитов, структурно-генетическая

Таблица 1. Классификация гранитоидных формаций Украинского щита

Стадия гранито-образования	Формация	Комплекс		
		Название	Возраст	Обозначение на рисунках
Граносиенит-рапакиви-гранитовая	Редкометалльных лейкократовых гранитов	Каменномогильский	PR ₃	Км
	Анортозит-рапакивигранитовая	Пержанский Коростенский Корсунь-новомиргородский	PR ₃ PR ₂ PR ₂	Пж Кр Кн
Чарнокит-гранитовая	Субщелочных гранитоидов	Востоchnoприазовский	PR ₂	Вп
	Лейкократовых существенно микроклиновых гранитов	Токовский	AR ₂	Тк
		Анадольский	PR ₁	Ан
	Регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов	Уманский	PR ₁	Ум
		Салтычанский	PR ₁	Сл
	Прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов	Демуринский	AR ₂	Дм
		Мокромосковский	AR ₂	Мм
	Интрузивных чарнокитоидов, трахитоидных и черно-кварцевых гранитов	Житомирский	PR ₁	ЖТ
		Кировоградский	PR ₁	Кв
	Интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	Осницкий	PR ₁	Ос
		Новоукраинский	PR ₁	Ну
	Ремобилизованных высокоглиноземистых гранитов	Букинский	PR ₁	Бк
		Бердичевский	PR ₁	Бд
	Регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	Гайсинский	PR ₁	Гс
		Винницкий	PR ₁	Вн
Ремобилизованных автохтонных чарнокитов	Саксаганский	AR ₂	Сс	
	Ингулецкий	AR ₂	Ин	
Ремобилизованных автохтонных плагиогранитов	Обиточненский	PR ₁	Об	
	Сурский	AR ₂	Ср	
Эндербит-плагиогранитовая	Тоналитов и плагиогранитов	Звенигородский	AR ₂	Зв
		Шевченковский	AR ₂	Шв
	Эндербитов	Днепропетровский	AR ₁	Дн
		Токмакский	AR ₂	Тк
		Гайворонский	AR ₂	Гв
		Славгородский	AR ₁	Св



характеристика которых довольно однозначна (все они интрузивные по своей природе). Несколько по другой причине мы не вводили дополнительных определений в названия формаций граносиенит-плагиогранитовой стадии. Происхождение их достаточно сложное и до конца невыясненное. Придерживаясь определенных взглядов на их образование, мы предпочли не отражать эти довольно гипотетические представления в названиях.

Вместо трех доплатформенных этапов становления континентальной земной коры (прогеосинклиналичного, протогеосинклиналичного и субплатформенного) выделяются три стадии формирования "гранитного" слоя: эндрбит-плагиогранитовая, чарнокит-гранитовая и граносиенит-рапакивигранитовая.

В табл. 2 показано положение гранитоидных комплексов в стратиграфической схеме докембрия Украинского щита. Из нее видно, что главные стратиграфические границы (PR_3-PR_2 и PR_1-AR_2) лишь примерно соответствуют глобальным и одновременным проявлениям гранитоидного магматизма. Становление анортозит-рапакивигранитовой формации, по которой установлена граница нижнего (или среднего) и верхнего протерозоя (1650 млн лет), на Украинском щите завершилось несколько раньше: в Ингуло-Ингулецком районе — 1750, а в Северо-Западном — 1800 млн лет назад, т.е. за 50–100 млн лет до образования подобных гранитов на Балтийском щите.

Возраст и формационная принадлежность гранитоидов, становление которых соответствует рубежу архея и протерозоя (2600 млн лет), крайне не выдержаны. Прежде всего, на одном стратиграфическом уровне в разных районах, а иногда даже в одном (Приднепровье и Приазовье) развиты гранулитовые и амфиболитовые ассоциации. Кроме того, в Среднеприднепровском районе этому стратиграфическому уровню соответствует формирование очень разнообразного набора гранитоидных комплексов, завершающих чарнокит-гранитовую стадию, в то время как во всех остальных районах к концу архея только закончилась эндрбит-плагиогранитовая стадия становления земной коры с довольно примитивным гранитоидным магматизмом. Возраст позднеархейских гранитоидов меняется от 3000 до 2650 млн лет на всем щите, и даже в одном Среднеприднепровском районе.

Р и с. 1. Схема распространения гранитоидных формаций Украинского щита. Формация: 1 — редкометалльных лейкократовых гранитов; 2 — анортозит-рапакивигранитовая; 3 — субщелочных гранитоидов; 4 — лейкократовых существенно микроклиновых гранитов; 5 — регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов; 6 — то же, прогрессивных; 7 — интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов; 8 — интрузивных чарнокитоидов, трахитоидных и черно кварцевых гранитов; 9 — ремобилизованных высокоглиноземистых гранитов; 10 — регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов; 11 — ремобилизованных автохтонных чарнокитов; 12 — то же, плагиогранитов; 13 — интрузивных диоритов и плагиогранитов; 14 — тоналитов и плагиогранитов; 15 — эндрбитов; 16 — вмещающие породы

Таблица 2. Положение гранитоидных комплексов в стратиграфической схеме докем

РФ	Возраст, млн лет	Геолого-струк					
		Северо-Западный		Днестровско-Бугский		Росинско-Тикичский	
		Стадия	Комплекс, серия	Стадия	Комплекс, серия	Стадия	Комплекс, серия
PR ₃	1600	Граносиенит-релапакивитовая	Овручская	Граносиенит-релапакивитовая			
	Пержанский (1700)						
PR ₂	1700		Коростенский (1850-1750)				
	1800		Пугачевская				
	1900	Чарнокит-гранитовая	Осницкий (2100-1950) Клевоская	Житомирский (2000-1850) Букинский (2300-2100) Тетеревская	Чарнокит-гранитовая	Бердичевский (2200-2100) Винницкий (2200-2100)	Чарнокит-гранитовая
	2000						
	2100						
PR ₁	2200						
	2300						
	2400	Чарнокит-гранитовая	Слабо изученное архейское основание		Чарнокит-гранитовая	Бугская	Чарнокит-гранитовая
	2500						
	2600						
	2700	Эндербит-плагитогранитовая			Чарнокит-гранитовая	Звенигородский (2700)	Эндербит-плагитогранитовая
	2800						
	2900						
AR ₂	3000						
	3100						
	3200	Эндербит-плагитогранитовая	Днестровско-бугская		Эндербит-плагитогранитовая	Росинско-тикичская	Эндербит-плагитогранитовая
	3300						
	3400						
AR ₁	3500						
	3600						

Примечание. Вертикальной штриховкой показаны длительные периоды без осад

брия Украинского щита

турный район

Ингуло-Ингулецкий		Среднеприднепровский		Приазовский					
Стадия	Комплекс, серия	Стадия	Комплекс, серия	Стадия	Комплекс, серия				
Граносиенит-релапакивитовая	Корсунь-новомиргородский (1800-1700)	Граносиенит-релапакивитовая	Криворожская	Граносиенит-релапакивитовая	Каменноугольский (1850-1700) Восточноприазовский (1850-1700) Гуляйпольская и осипенковская				
						Новоукраинский (2200-1850) Кировоградский (2100-1850)	Анадольский (1900-1850) Салтычанский (1900)		
Чарнокит-гранитовая	Ингуло-ингулецкая			Чарнокит-гранитовая	Обиточненский (2150-2000) Центральноприазовская				
						Эндербит-плагитогранитовая	Ингулецкий (2850-2750)	Демуринский (3000-2800) Мокромосковский (2800) Саксаганский (3300-2800) Сурский (3000)	Шевченковский (2800) Токмакский
Эндербит-плагитогранитовая	Днепрпетровский Славгородский	Аульская							

конакопления и магматической деятельности

Практически везде на щите довольно устойчиво прослеживается еще одна эпоха гранитообразования (2100—1850 млн лет), соответствующая во всех районах, кроме Среднеприднепровского, времени завершения чарнокит-гранитовой стадии становления земной коры. Гранитоиды этой эпохи наиболее отличаются друг от друга в формационном отношении, причем нередко комплексы разной формационной принадлежности образуются почти в одно и то же время даже в пределах одного района, что свидетельствует о высокой степени дифференцированности тектонических режимов. Максимальной степени эта дифференцированность достигла, однако, к концу раннего протерозоя. Не случайно именно этот этап Ю.Ир.Половинкина [272] считала переломным в докембрийской геологической истории, связывая именно с ним максимальное проявление уникального практически повсеместного ультраметаморфизма.

- Для анализа геологической истории региона в целом представляет определенный интерес выделение примерно одновозрастных латеральных серий гранитоидных комплексов. Верхнеархейская латеральная серия гранитоидов объединяет комплексы возрастом 3 000—2650 млн лет: гайворонский и токмакский (формация эндербитов); звенигородский и шевченковский (формация тоналитов и плагиогранитов); ингулецкий и саксаганский (формация ремобилизованных автохтонных плагиогранитов); сурский (формация интрузивных диоритов и плагиогранитов); демуринский и мокромосковский (формация регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов). Как видно по довольно разнообразному формационному составу, уже в это время земная кора даже на такой сравнительно небольшой территории была довольно дифференцированной в тектоническом отношении, что, несомненно, обусловлено неоднородным строением и составом позднеархейской литосферы.

Латеральная серия раннепротерозойских гранитоидных комплексов объединяет букинский и новоукраинский (формация интрузивных чарнокитоидов, трахитоидных и чернокварцевых гранитов); бердичевский (формация высокоглиноземистых гранитов); винницкий (формация ремобилизованных автохтонных чарнокитов); гайсинский (формация регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов); обиточненский (формация интрузивных диоритов и плагиогранитов); осницкий (формация интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов); уманский и салтычанский (формация регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов), житомирский и кировоградский (формация прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов) и анадольский (формация лейкократовых существенно микроклиновых гранитов) комплексы.

Многие из названных формаций состоят пока из одного-двух комплексов, однако можно с полной уверенностью утверждать, что дальнейшее более детальное исследование, особенно на закрытых площадях,

позволит выделить ряд новых комплексов, представляющих перечисленные формационные типы в тех районах, где они пока не установлены из-за сравнительно слабой изученности. Безусловно, это имеет большое значение при оценке перспектив рудоносности региона и при постановке поисковых работ.

Третья латеральная серия объединяет коростенский и корсунь-новомиргородский (анортозит-рапакивигранитовая формация), а также восточноприазовский (формация субщелочных гранитоидов) комплексы. Их аналоги уже выявлены в других районах щита (Среднеприднепровском и Днестровско-Бугском), хотя еще и не выделены в качестве самостоятельных комплексов.

Вертикальные серии комплексов представлены примерно разновозрастными гранитоидами, формировавшимися в одном и том же районе на разных уровнях глубинности. В раннем архее Среднего Приднпровья такую серию представляют глубинный слагородской и среднеглубинный днепропетровский комплексы; в позднем архее Приазовья — соответственно токмакский и шевченковский; в раннем протерозое Северо-Западного района — среднеглубинный житомирский и малоглубинный осницкий; в Ингуло-Ингулецком районе — кировоградский и новоукраинский.

И, наконец, существуют ряды гранитоидных комплексов, формировавшихся последовательно в пределах конкретной геологической структуры (района) на протяжении одного тектоно-магматического цикла. Пока наиболее полные такие ряды можно выделить только в Приазовском и Среднеприднепровском районах. В Приазовье раннепротерозойский ряд гранитоидных комплексов включает в себя обиточненский (2 150—2 000 млн лет), салтычанский (1 900 млн лет) и анадольский (1 900—1 850 млн лет) комплексы. Прослеживается четкая направленность развития гранитообразования в генетическом и вещественном аспектах: от инициального интрузивного, более основного по составу, до палингенно-анатектического, лейкократового с субщелочным уклоном. В Среднеприднепровском районе сходные ряды представляют архейские сурский, мокромосковский и токовский комплексы в центральной и восточной частях района, саксаганский, демуринский и ингулецкий — в западной. Несомненно, что дальнейшие исследования позволят выделить аналогичные ряды в других районах щита.

Формация эндербитов

Многие исследователи считают эндербиты и чарнокиты древнейшими на Земле гранитоидами. Вообще, проблема их возраста тесно переплетается с проблемой соотношения гранулитовых и гранито-зеленокаменных поясов [144, 82, 190 и др.]. Признавая, в соответствии

с наиболее популярными и обоснованными моделями строения Земли, существование "гранулито-базитового" слоя, следует признать, что гранулитовое основание является наиболее древним фундаментом для всех других геологических образований, слагающих верхнюю часть земной коры. Однако никем еще не доказано, что наблюдаемые на земной поверхности гранулиты и чарнокиты действительно представляют собой выходы на поверхность нижнего ("гранулито-базитового") слоя земной коры даже в пределах древних щитов. Пока это только предположение [117], а по сейсмическим данным, раздел Конрада даже на щитах обычно фиксируется на глубинах не менее 5 км [321].

Показателен тот факт, что до сих пор древнейшие на Земле значения возраста горных пород получены не из гранулитовых, а как раз из гранито-зеленокаменных областей. Правда, появляются исключения: представленные на последнем геологическом конгрессе сведения о древнейших (4,2–4,1 млрд лет) кварцитах блока Йилгарн в Западной Австралии относятся именно к гранулитовому комплексу, в составе которого известны также ортогнейсы возрастом 3,7–3,4 млрд лет. Однако предполагается, что гранулитовый метаморфизм проявился здесь 3,3 млрд лет назад, именно во время формирования гранито-зеленокаменных толщ в соседнем блоке Пилбара; зеленокаменные толщи самого блока Йилгарн имеют возраст 2,8–2,6 млрд лет [476].

В последнее время очень аргументированно развивается идея, что гранулитогнейсовые области не являются более глубинными срезами по сравнению с гранито-зеленокаменными, а представляют собой самостоятельно развивающиеся структуры архейской или даже протерозойской литосферы [44, 360]. Известны факты наложения гранулитового метаморфизма на амфиболитовый и зеленосланцевый [477], а также образования сравнительно молодых эндербитов и чарнокитов.

На Украинском щите формация эндербитов распространена главным образом в Днестровско-Бугском районе (гайворонский комплекс) и, в гораздо меньшей степени, в Среднеприднепровском (славгородский комплекс) и Приазовском (токмакский комплекс) [88]. Формация объединяет чарнокитоиды преимущественно эндербитового и плагиоچارнокитового состава. По внешнему виду это темно-серые до черных гнейсовидные или полосчатые, мигматитоподобные образования, в которых чередуются породы разной основности — от двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев до аплитоидных гранитов. Мощность и соотношение таких "слоев" самые разные — от долей сантиметра до нескольких метров, с преобладанием то более основных, то более кислых разновидностей. Кроме того, повсеместно распространены шширообразные и жильные тела массивных средне- и крупнозернистых чарнокитоидов и беспироксеновых гранитов более позднего винницкого комплекса. Все это придает породам данной формации облик мигматитов, и большинство исследователей рассматривает их как ультра-

метаморфические образования — продукты метасоматической гранитизации и частичного плавления исходных кристаллосланцев [251]. Некоторые геологи считают, что ультраметаморфизму с частичным плавлением подвергалась неоднородная, слоистая глубоко метаморфизованная толща, в составе которой чередовались основные кристаллосланцы, гнейсы разной меланократовости, лептиты, магнетитовые кварциты [349]. Высказывается также мнение, что вся эта полосчатая толща сложена существенно метаморфогенными образованиями, неоднородными, слоистыми изначально и, возможно, испытывшими незначительную метаморфическую дифференциацию, но не претерпевшими существенных ультраметаморфических изменений [189].

Мы склонны считать, что в состав эндербитовой формации Украинского щита входят гетерогенные образования. Тонкополосчатые разности, развитые в Нижнем Побужье и особенно полно представленные в Гайворон-Завальевском блоке [88], безусловно являются метаморфогенными образованиями, возможно даже первично-осадочными, как это считают некоторые исследователи [120]. Более однородные, почти массивные, эндербиты ятранского типа [425] по комплексу признаков следует признать интрузивными образованиями. Часть пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев безусловно является метаморфизованными эффузивами, в то время как другая часть пород основного состава (нориты и габбро-нориты) имеют явно интрузивную природу. В целом мы рассматриваем гранулитовую ассоциацию Побужья и Приднепровья (менее широко развитые и слабее изученные ассоциации Среднего Приднепровья и Приазовья, очевидно, аналогичны им) как древнейшую (архейскую) осадочно-вулканогенную толщу, интродуцированную бимодальным норит-эндербитовым комплексом и подвергнутую вместе с ним интенсивной ультраметаморфической переработке в более позднее время (ранний протерозой).

Возраст типичных двупироксеновых эндербитов из карьера "Казацкий Яр" в пгт Завалье, определенный уран-свинцовым методом по циркону, 3300—2810 млн лет [199]; по мигматизированным эндербитам и чарнокитам получены более низкие значения (2680—2020 млн лет).

На Новопавловском участке, в зоне сочленения Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков выявлены эндербиты возрастом 3300—3500 млн лет (устное сообщение Н.П.Щербака и В.Л.Бойко).

Остановимся на некоторых более характерных особенностях состава эндербитов. Их ортопироксен имеет железистость 34—58 %, клинопироксен — 28—48 %. Буровато-зеленая роговая обманка встречается только в приазовских эндербитах; ее железистость 35—56 %. Биотит красновато-бурый, с низкой железистостью (24—36 %), повышенным содержанием TiO_2 (до 5 %) и низкой глиноземистостью с преимущественным вхождением алюминия в тетраэдрическую позицию. Элементы-примеси в биотите (в г/т): Sr — 500; Ba — 200; Cr — 250; V — 150; Ni — 100; Co — 30; Zr — 15; Nb — 10.

Содержание аксессуарных минералов низкое, их видовой спектр бедный: ильменит — 0–3500 г/т, циркон — 12–270, апатит — 0–600 г/т.

Для химического состава чарнокитоидов рассматриваемой формации характерна повышенная основность при среднем содержании SiO_2 67–68 % и относительно низком CaO 3 %. От чарнокитоидов Балтийского щита такой же формационной принадлежности они отличаются более низким содержанием Al_2O_3 (14–15 %) и повышенной окисленностью железа (Fe_2O_3 до 3 %). О кристаллизации их в окислительной обстановке и условиях повышенной активности K_2O свидетельствует и состав биотита (см. рис. 24–27). Суммарное содер-

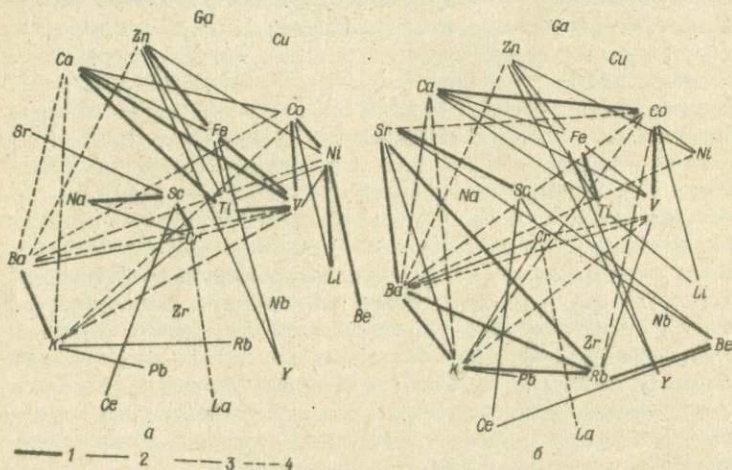


Рис. 2. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах гайворонского (а) и токмакского (б) комплексов:

1 — $r = 1-0,8$; 2 — $r = 0,6-0,8$; 3 — $r = -(1-0,8)$; 4 — $r = -(0,6-0,8)$

жание Na_2O и K_2O 5–7 % при незначительном преобладании первого над вторым.

Породы формации эндербитов по сравнению с другими гранитоидами Украинского щита заметно обогащены элементами-примесями семейства Fe, особенно Sc (11 г/т) и V (69 г/т); очень много Sr (550 г/т); все остальные элементы содержатся в сравнительно небольших количествах (см. табл. 9, 10).

Для элементов-примесей рассматриваемой формации характерен ряд специфических корреляционных связей (рис. 2). Прежде всего в отличие от других типов гранитоидов с повышенной основностью, обогащенных, как правило, элементами группы железа, положительные корреляционные связи между ними выражены слабо, главным образом для пар Fe — Ti, Fe — V, Co — V и Co — Ni. Весьма характерно наличие

положительной корреляционной связи скандия с церием, а также иттрия с цинком. Последняя свойственна всем высокотемпературным магматическим гранитоидам Украинского щита. Отрицательную корреляционную зависимость проявляют барий и калий с кобальтом и ванадием, а также лантан с хромом.

Формация тоналитов и плагиогранитов

Формация объединяет гранитоиды днепропетровского, звенигородского и шевченковского комплексов, развитые в Среднеприднепровском, Росинско-Тикивском и Приазовском районах. Преобладающая их часть представлена так называемыми серыми гнейсами (разгнеиванными гранитоидами), аналоги которых широко известны в раннем докембрии всего мира [42]. На Кольском п-ове и в Карелии это так называемые первично-коровые гранодиориты, тоналиты и плагиограниты, впервые выделенные и описанные И.Д.Батиевой и И.В.Бельковым [16], в Западной Гренландии — ортогнейсы Амйтсок и гранитоиды в конгломератах Исуа [474], в Южной Африке — тоналиты группы Свазиленд и Зимбабве [464], на п-ове Лабрадор — ортогнейсы Уйвак-I и Хеброн [465], в шт. Миннесота США — ортогнейсы Мортон и Монтовидео [457]. Для большинства из этих образований установлен древнейший возраст (3500—3800 млн лет), что наряду с некоторыми геологическими и геохимическими признаками позволило отнести их к группе специфических первично-коровых гранитоидов, представляющих собой либо продукты дифференциации мантийных базальтовых расплавов [443], либо же гранитизированную первичную кору протоконтинентов, имевшую изначально андезит-дацитовый состав [289, 282].

Главная особенность характеризующейся формации — это ее петрографический состав, преобладание серых биотитовых и роговообманко-биотитовых обычно разгнеиванных тоналитов и плагиогранитов при подчиненном развитии диоритов. Чаще всего эти породы перемежаются между собой, а также с породами гнейсо-амфиболитового субстрата, однако встречаются и довольно значительные участки (до нескольких квадратных километров) преимущественного развития однородных пород определенного состава: плагиогранитов в шевченковском комплексе Приазовья, тоналитов — в днепропетровском комплексе, тетиевских кварцевых диоритов и гранодиоритов — в звенигородском комплексе. Четко ограниченных массивов они не образуют, а отмечаются в виде реликтов и останцов среди более поздних мигматитов и гранитоидов калиевого ряда. Это тоже очень важный признак, позволяющий отличать образования этой формации от сходной по составу формации диоритов и плагиогранитов, относящейся к чарнокитгранитовой стадии. Последние образуют достаточно четко ограничен-

ные массивы; в зонах их контактов с супракрустальными толщами наблюдается развитие мигматитов, о которых можно определенно сказать, что они обязаны своим появлением гранитоидной интрузии. Мигматиты же, окружающие поля развития тоналитов и плагиогранитов эндербит-плагиогранитовой стадии, явно более поздние по отношению к этим гранитоидам, имеют наложенный характер.

По условиям залегания, а также ряду петрохимических и геохимических признаков между формациями эндербитов, тоналитов и плагиогранитов обнаруживается большое сходство. Различие между ними вызвано лишь разной глубиной формирования и обусловленным этим разным водным режимом, что привело к образованию неодинаковых минеральных ассоциаций и к несколько разнящейся их геохимической специализации. Мы не можем согласиться с отнесением этих образований к первично-коровым, так как почти повсеместно в них наблюдаются реликты или ксенолиты супракрустальных пород, представленные амфиболитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, иногда метавулканитами. Формация скорее всего гетерогенна, в нее входят гранитоиды метаморфического, ультраметаморфического и интрузивного происхождения.

Формация тоналитов и плагиогранитов в разных районах Украинского щита проявилась на разных стратиграфических уровнях. Наиболее древняя она в Среднеприднепровском районе, где тоналиты днепропетровского комплекса перекрываются вулканитами конкской свиты (конкско-верховцевская серия) возрастом 3150 ± 100 млн лет [418]. По самим тоналитам и плагиогранитам получены пока единичные определения возраста в 3300 млн лет (устное сообщение Н.П.Щербака). В большинстве же случаев они "омоложены" вследствие проявления позднearthейской гранитизации. Тоналиты возрастом 3400—3500 млн лет, вмещающие ксенолиты более древних ультрабазитов и супракрустальных пород аульской серии, выделены также в Орехово-Павлоградской зоне, разделяющей Среднеприднепровский и Приазовский мегаблоки. Возраст плагиогранитов щевченковского комплекса (Западное Приазовье), определенный изохронным свинцово-свинцовым и урано-свинцовым методом по цирконам, составляет 2780—2800 млн лет, возраст плагиогранитов звенигородского комплекса — 2700 млн лет [419].

Отметим наиболее характерные особенности состава пород рассматриваемой формации. Самый распространенный темноцветный минерал в этих породах — биотит. Обычно он зеленовато-бурый, реже бурый до красновато-бурого, с железистостью 40—65%. Максимальный разброс железистости наблюдается у биотитов из пород днепропетровского и звенигородского комплексов, наиболее разнообразных в генетическом отношении [88]. Среди пород звенигородского комплекса по железистости биотитов четко выделяются две группы, соответствующие собственно звенигородскому и тетиевскому комплексам по

И.Б.Щербакову [425]. Железистость последних находится на уровне 50 %, в первых меняется от 59 до 65 %. Обе группы гранитоидов магматического происхождения, но тетиевские кристаллизовались в условиях более высокого окислительного потенциала и несколько повышенной щелочности (судя по составу биотитов).

Характерная особенность биотитов из плагиогранитов шевченковского комплекса — их повышенная глиноземистость и наиболее высокие для данной формации содержания алюминия в шестерной координации, что является свидетельством низкой щелочности и высокого окислительного потенциала при их кристаллизации. В целом же для биотитов формации характерна умеренная глиноземистость ($a_l = 20-24$; $a_{sl} = 31-35$; $a_{V1} = 4-10$), умеренная титанистость (1,5–2,9 % TiO_2) и несколько повышенная степень окисления железа (3–6 % Fe_2O_3).

Роговая обманка голубовато-зеленая, реже зеленая с железистостью, меняющейся в довольно широких пределах (33–65 %). Наиболее железистая роговая обманка характерна для тетиеских кварцевых диоритов. Невысокие содержания в ней TiO_2 (0,4–1 %), Al_2O_3 (5–10 %) и K_2O (0,4–0,9 %) свидетельствуют об умеренных температурных условиях кристаллизации. Появление в некоторых разностях тоналитов и плагиогранитов более железистой роговой обманки (до 76 %) обусловлено, очевидно, наложением поздней гранитизации, с которой связано также содержание в этих породах сравнительно небольшого количества микроклина.

Основность плагиоклаза в диоритах 30–45 (средняя 38), тоналитах 28–40 (средняя 33), плагиогранитах 14–30 (средняя 24).

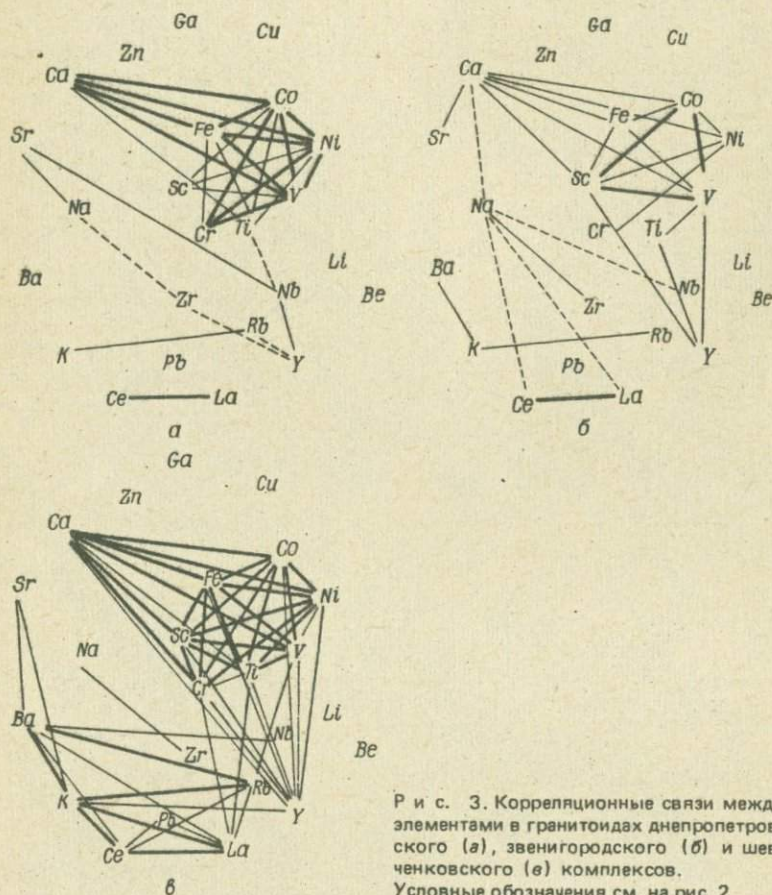
Преобладающая ассоциация акцессорных минералов апатит-сфен-магнетитовая. Содержание (в кг/т) магнетита достигает 15, сфена — 6 (иногда до 25), апатита — 5 (иногда до 9); другие акцессории (в г/т): циркон (до 200), сульфиды (до 250), ортит (до 50), ильменит (до 25), рутил.

Циркон обычно полупрозрачный, лилово-розового до буровато-розового цвета. Морфологический тип гиацинтовый с переходами до гиацинто-копьевидного; наиболее развиты призма {100} и дипирамида {111}. В каждом комплексе, а иногда даже в одной породе находится несколько морфологических разновидностей: копьевидные, полупрозрачные и просвечивающие кристаллики лилово-розового цвета, нередко с округлыми ядрами; призматические, просвечивающие, буровато-розовые, зонального строения; мелкие, непрозрачные, рыжевато-красные, длиннопризматического облика.

Общей особенностью химического состава гранитоидов, объединенных в формацию тоналитов и плагиогранитов, является их четко выраженный натриевый характер с почти трехкратным преобладанием Na_2O над K_2O во всех разновидностях пород, а также заметно повышенное количество Al_2O_3 . При среднем относительно невысоком со-

держании SiO_2 (66 %) здесь довольно широко распространены лейкократовые разновидности плагиогранитов с несколько более высокой кремнеземистостью (SiO_2 до 72–75 %). Повышенная лейкократовость архейских плагиогранитов, связанная с более высоким содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O , отличает их от плагиогранитов фанерозойских габбро-плагиогранитовой и диорит-плагиогранитовой формаций.

По содержанию элементов-примесей породы этой формации довольно сходны с породами формации эндербитов; содержание Sr в плагиогранитах и тоналитах самое высокое (662 г/т), несколько больше в них также V (90 г/т), Co (14 г/т) и Cr (36 г/т). Этим они резко отличаются от фанерозойских плагиогранитов толеитового



Р и с. 3. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах днепропетровского (а), звенигородского (б) и шевченковского (в) комплексов. Условные обозначения см. на рис. 2

ряда, в которых содержание Sr, а также элементов группы Fe значительно ниже [337].

Несколько повышено в рассматриваемых гранитоидах количество Ga (19 г/т) и Cu (55 г/т). В то же время они выделяются самыми низкими содержаниями Pb (7 г/т), Rb (42 г/т) и La (45 г/т), пониженными концентрациями Ce (77 г/т) и Zr (105 г/т). Все это не согласуется с ультраметаморфическим происхождением данных пород и противоречит также отнесению их к продуктам кристаллизации гранитоидных дифференциатов базальтовых расплавов. Вероятнее всего, исходные для них расплавы гранитоидного состава выплавлялись в условиях повышенного геотермического градиента и довольно обильной водонасыщенности в пределах "гранулитобазитового" слоя земной коры.

Для древнейших плагиогранитов и тоналитов Украинского щита очень характерна сильная положительная корреляционная связь между элементами группы Fe, а также всех их с Ca (рис. 3). Интересно, что от шевченковского к звенигородскому комплексу степень этой корреляционной связи заметно снижается, что происходит на фоне повышения содержания этих элементов и общей щелочности. Одновременно резко снижается корреляционная связь между элементами гранитофильной группы, среди которых довольно устойчивой положительной связью выделяются K, Ba, Rb, а также La и Ce. Отмечается положительная корреляционная связь Na с Zr, хотя в гранитоидах днепропетровского комплекса она становится отрицательной. Характерно отсутствие каких-либо корреляционных связей с халькофильными элементами.

Формация интрузивных диоритов и плагиогранитов

Этой формацией начинается гранитоидный магматизм чарнокитгранитовой стадии. На сравнительно тонкой и неустойчивой континентальной коре закладываются прогибы эвгеосинклинального типа — гранито-зеленокаменные пояса с интенсивным проявлением вулканизма, а также миогеосинклинальные прогибы, отличающиеся преимущественным накоплением осадочных толщ и последующим их более глубоким метаморфизмом. Интрузии диоритов и плагиогранитов связаны с начальной стадией метаморфизма и складчатости в этих прогибах и приурочены к блокам древнего фундамента в зонах сочленения их с наложенными синклинорными структурами.

Формация интрузивных диоритов и плагиогранитов соответствует формации эндогенных интрузивных раннескладчатых плагиогранитов, по К.А.Шуркину и Ф.П.Митрофанову [405]. Ее аналогами являются интрузивные плагиограниты, тоналиты и диориты Центральной Карелии, прорывающие породы лопия [81]. Близкие по составу и услови-

ям образования комплексы известны в Северном Приладожье [296], Восточно-Саянской складчатой области [282], свекофеннидах Финляндии [483], позднеархейских прогибах Канады [96], среди биррименских зеленосланцевых пород Западной Африки [440] и в других регионах мира. Это тоже весьма специфичная докембрийская формация, хотя среди фанерозойских образований наблюдаются близкие по составу и условиям залегания. Наибольшее сходство она обнаруживает, пожалуй, с плагиогранитной формацией, по Ю.А.Кузнецову, хотя не сет также и некоторые признаки формации гранодиорит-тоналитовых батолитов [177].

Формация интрузивных диоритов и плагиогранитов встречается по всему Украинскому щиту, однако наиболее хорошо она представлена в Среднеприднепровском (сурский комплекс) и Приазовском (обиточненский комплекс) районах. Основной объем магмы, давшей начало этой формации, генерировался на коровом уровне, вследствие переплавления погружавшихся на соответствующие глубины блоков сиалического фундамента, на которых закладывались зв- и миогеосинклинальные прогибы. Однако в эти же зоны по разломам поступала основная магла из глубинных, возможно подкоровых, горизонтов, которая в значительной степени и стимулировала появление магматических очагов среднего и кислого состава на более высоких уровнях. Возникавшие расплавы перемещались в верхние горизонты земной коры по тектонически ослабленным зонам, приуроченным в основном к участкам сочленения зеленокаменных толщ с породами фундамента. Интрузивные контакты гранитоидов сурского комплекса с породами конкско-верховцевской серии зафиксированы в ряде зеленокаменных структур. Диориты, тоналиты и плагиограниты обиточненского комплекса залегают в толще верхнеархейской западноприазовской серии, с которой имеют также интрузивные контакты [393].

Наиболее детально среди образований сурского комплекса изучен Сурско-Литовский массив тоналитов, расположенный у восточного борта Сурской зеленокаменной структуры [88]. Массив вытянут в субмеридиональном направлении вдоль контакта зеленокаменной толщи этой структуры с породами фундамента. Имеет неоднородное строение, хотя в пределах зон развития пород одной разновидности наблюдается почти полная гомогенность состава и сложения. Главную роль в строении массива играют серые среднезернистые биотитовые тоналиты, слагающие центральные его зоны. Отдельные, преимущественно эндоконтактные участки сложены нечетко гнейсовидными амфибол-биотитовыми тоналитами и кварцевыми диоритами. Соотношения между разновидностями не совсем ясны, но есть основания считать амфиболсодержащие гранитоиды более ранними образованиями. В гранитоидах массива наблюдаются ксенолиты метавулканитов конкско-верховцевской серии и гнейсо-гранитов днепропетровского комплекса. В виде секущих жил довольно часто встречаются пегматиты.

Обиточненский комплекс образует несколько сравнительно небольших (до 85 км²) массивов удлиненной формы, приуроченных к субконцентрической структуре в ядерной части Салтычанского антиклинория. Залегают они согласно с гнейсами и мигматитами западноприазовской серии, окаймляя куполовидные структуры второго порядка; местами наблюдаются секущие контакты диоритов и, особенно, габбро-диоритов с вмещающими породами.

Большинство массивов имеет довольно сложное внутреннее строение, обусловленное частой перемежаемостью петрографических разностей, смещениями и многочисленными разрывами, обилием ксенолитов вмещающих пород, а также различно ориентированных жил аплитов и аплит-пегматоидных гранитов. Как правило, на эндоконтактных участках массивов преобладают более основные разности (диориты до габбро-диоритов), по периферии — плагиограниты. Структура диоритов на приконтактных участках более мелкозернистая; иногда отмечаются порфириовидные разности. Для зон экзоконтактов характерны жилы микродиоритов, занимающих обычно четко секущее положение и относящихся к жильной фации комплекса совместно с упомянутыми выше аплитами и аплит-пегматоидными гранитами.

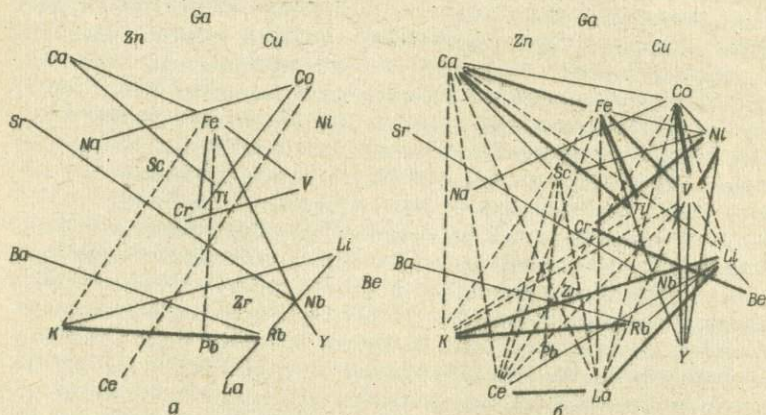
Ксенолиты в диоритах представлены метаморфическими породами амфиболитовой фации: амфиболитами, амфиболовыми кристаллосланцами, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Обычно ксенолиты небольшие (до 10 — 20 см), хотя местами в зонах эндоконтактов достигают 2 x 7 м. Отмечаются признаки эндо- и экзоконтактных изменений. Первые выражаются в уменьшении в два-три раза зернистости в зонах эндоконтактов диоритовых массивов до появления на контакте с вмещающими породами своеобразных зон заделки шириной до 0,5—1 м. Мигматиты на контакте с диоритами обычно теряют четкую полосчатость, становятся более крупнозернистыми, местами образуются скопления крупночешуйчатого биотита и зерна (до 3—10 мм) ортита.

Эта формация на Украинском щите тоже представлена разновозрастными комплексами. Сурский комплекс архейский; по радиологическим датировкам сингенетических цирконов из его гранитоидов возраст комплекса составил 3000—2900 млн лет [421]. Обиточненский комплекс раннепротерозойский; радиоизотопный возраст его диоритов 2150—2020 млн лет [419].

Роговая обманка в диоритах голубовато-зеленая, в тоналитах — травянисто-зеленая. Последняя отличается более высокой степенью окисления железа, повышенным содержанием натрия, калия и алюминия. Железистость роговой обманки из среднезернистых диоритов меняется в широких пределах (28—51 %), а в крупнозернистых диоритах и тоналитах она довольно устойчива и в среднем более высокая (48—50 %). Роговая обманка из тоналитов отличается несколько повышенными щелочностью и титанистостью. Средние содержания

элементов-примесей в роговых обманках (в г/т): Zn — 82; Ni — 142; Co — 39; Cr — 36; Sc — 35; V — 172.

Биотит бурый или буровато-зеленый, с железистостью, меняющейся в пределах 40–50 %; невысокая железистость при относительно низком содержании алюминия в шестерной координации свидетельствует о кристаллизации пород формирования в условиях повышенного окислительного потенциала, а соотношение железистости и общей глиноземистости указывает на низкую щелочность. Элементы-примеси в биотите (в г/т): V — 100; Cr — 33; Co — 20; Sc — 20; Ni — 10. Температура кристаллизации пород, судя по составу биотита, а также со-



Р и с. 4. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах сурского (а) и обиточненского (б) комплексов. Условные обозначения см. на рис. 2

отношению железистости его и роговой обманки, была довольно высокой (680–700 °С).

Плагиоклаз в диоритах представлен андезином (№ 30–45), в тоналитах и плагиогранитах — олигоклазом (№ 15–29); наблюдается две его генерации: мелкие правильные таблички андезина заключены в более кислом плагиоклазе второй генерации.

Акцессорные минералы (в г/т): магнетит — до 6300; апатит — до 1000; циркон — до 100; ортит, пирит, сфен и др. Для циркона характерно преобладающее развитие призмы {100} и дипирамид {111} и {311}, иногда с доминированием граней дитетрагональной дипирамиды; очень характерны зональные кристаллы.

По химическому составу породы характеризуемой формации мало отличаются от тоналитов и плагиогранитов эндербит-плагиогранитовой стадии; можно отметить лишь, что они несколько более основны (гранитоиды обиточненского комплекса), имеют немного повышенную глиноземистость и большую степень окисленности железа.

Геохимически диориты и тоналиты этих двух стадий тоже весьма сходны; вместе с тем именно по геохимическим признакам их все-таки можно различать. При достаточно высоком содержании Sr в образцах рассматриваемой стадии оно все же несколько ниже, чем в гранитоидах эндербит-плагиигранитовой стадии (629 г/т), особенно если сравнивать породы одинакового петрографического состава (в более древних плагиигранитах — до 780, а в относящихся к чарнокит-гранитовой стадии — не больше 600 г/т; в диоритах соответственно 900 и 700 г/т). В характеризуемых гранитоидах отмечено самое высокое содержание Ni (31 г/т) и Sr (108 г/т). По сравнению с более ранними гранитоидами несколько больше гранитофильных элементов (Zr, Li, Rb, La и др.). Геохимических аналогов этой формации среди фанерозойских гранитоидов нет.

Рассматриваемая формация заметно отличается от других, в том числе и от сходной по составу формации тоналитов и плагиигранитов эндербит-плагиигранитовой стадии, по характеру корреляционных связей между элементами (рис. 4). При высоком содержании элементов группы Fe постоянные выдержанные корреляционные связи между ними в целом не характерны для описываемой формации; в этом отношении она несколько сходна с формацией эндербитов. Отмечаются положительные корреляционные связи: Ca — Fe, Ca — Ti, Na — Co, K — Li, K — Pb, Sr — Nb; отрицательные: Co — Ce, K — Fe.

Формация ремобилизованных автохтонных плагиигранитов

Данная формация соответствует формации соскладчатых автохтонных и субавтохтонных существенно плагииклязовых мигматитов и гранитоидов катазоны по К.А.Шуркину и Ф.П.Митрофанову [405, 282]. Это одна из наиболее распространенных формаций в структуре щитов и фундаменте древних платформ, хотя выделение ее связано с большими трудностями, которые обусловлены значительным сходством ее пород с более древними тоналитами и плагиигранитами, а также с почти синхронными диоритами и плагиигранитами. Кроме того, породы формации испытали существенную более позднюю переработку при образовании регрессивных плагиикляз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов.

В Фенно-Карельской антиклинальной подзоне карелид Балтийского щита плагииграниты и плагииомигматиты приурочены к куполовидным антиклинальным поднятиям и представляют собой переработанное в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций ребольское основание [168]; ведущим процессом этой переработки считается изохимическая перекристаллизация в твердом состоянии. Автохтонные диориты, гранодиориты, плагииграниты и мигматиты слагают

основную часть антиклинальных выступов и тектонических глыб фундамента в Восточно-Карельской зоне карелид, где эти породы представляют собой повторно переработанные в условиях амфиболитовой фации образования архейского беломорского комплекса [408]. Аналогичные же образования известны в катазоне свекофеннид Приладожья [296] на Кольском п-ове, среди гнейсо-плагиогранитоидов Финляндии [484], в фундаменте Восточно-Европейской платформы [56].

Комплексы подобного формационного типа широко развиты также в фундаменте Сибирской платформы, в позднеархейской Становой, в Восточно-Саянской и Байкальской складчатых областях, в Сангиленском срединном массиве и др. [282]. Безусловно, они типичны для любого докембрийского региона.

Для всех комплексов рассматриваемого формационного типа характерны факолитовые тела разных размеров, конформные со складчатými структурами рамы, с постепенными переходами от гнейсов к мигматитам, а затем к автохтонным и субавтохтонным гнейсо-гранитоидам. Даже в отдельных случаях аллохтонного залегания гранитоиды этих комплексов не оказывают существенных контактовых воздействий, а проявляют полную изофациальность с вмещающими породами.

Ведущими процессами при их образовании были метаморфическая перекристаллизация, анатексис и глубинный метасоматоз. Как показал Ф.А.Летников [200], эти процессы в условиях нарастающего общего давления не могли приводить к выплавлению больших масс расплава. Сравнительно незначительные перемещения вещества и образование куполовидных структур объясняются течением масс пород в условиях "квазирасплава" или "механического плавления" при α - β -переходе кварца, когда последний существенно увеличивается в объеме и по механическим свойствам приближается к состоянию жидкости.

На Украинском щите формация автохтонных плагиогранитов представлена саксаганским и ингулецким комплексами. Плагиограниты саксаганского комплекса слагают ядерные участки крупных куполов в пределах Среднеприднепровского мегаблока: Саксаганского, Днепропетровского, Пятихатского, Запорожского и др. В некоторых из них (Демуриномском, Саксаганском и др.) они сильно переработаны и полностью замещены регрессивными плагиоклаз-микроклиновыми гранитами и мигматитами демуриновского типа, сохранившись в неизменном виде лишь на крыльях этих структур.

Саксаганский купол представляет собой почти изометричную в плане структуру площадью около 4000 км². На севере его ограничивает Девладовская зона разломов, на юге — Высокопольская синклиналь, на западе — Криворожско-Кременчугская структура, а на востоке и юго-востоке — Верховцевско-Чертомлыкская зона разломов и Чертомлыкская синклиналь. Типичные плагиограниты приурочены к центральному участку купола, на крыльях преобладают гранито-гнейсы и мигматиты. Планпараллельные текстуры гранитов и мигматитов,

контакты и элементы внутреннего строения останцов амфиболитов и гнейсов аульской серии подчеркивают антиклинальный характер структуры с заметным преобладанием северо-западных простираний. В гранитах наблюдаются разноориентированные ксенолиты гнейсов, что свидетельствует о некотором перемещении магматических расплавов. Плагииграниты и плагииомигматиты пересекаются субсогласными с их директивными структурами зонами бластокатакпаза, милонитизации, микроклинизации, вдоль которых происходит образование розовых плагииоклаз-микроклиновых мигматитов и полей почти сплошного развития аплит-пегматоидных гранитов. Есть все основания считать их синхронными с демуриновскими регрессивными плагииоклаз-микроклиновыми гранитами и связанными с одним и тем же процессом ультраметаморфической переработки более древнего субстрата, проявившимся в разной степени.

Ингулецкий комплекс развит западнее Криворожско-Кременчугской структуры, в пределах так называемого Ингулецкого гранит-мигматитового вала. Для строения последнего характерно сочетание северо-западных и субмеридиональных ориентировок; первые унаследованы главным образом от архейского тектонического плана, а последние связаны с протерозойскими деформациями. В состав ингулецкого комплекса входят плагииграниты, плагииомигматиты и плагиигранито-гнейсы с подчиненными плагииаллитами и пегматитами. Они слагают несколько удлиненных в субмеридиональном направлении массивов, вытянутых на 30 — 50 км при ширине в 10 — 12 км. Контакты с примыкающими на западе и востоке супракрустальными толщами ингуло-ингулецкой и криворожской серий тектонические, хотя некоторые косвенные признаки и изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о более древнем возрасте плагиигранитов (2850—2750 млн лет). В пределах этой же структуры развиты более древние гранитоиды, относящиеся к днепропетровскому комплексу. Среди них чаще фиксируется переход к породам более основного состава (тоналитам и диоритам); для реликтовых массивов днепропетровского комплекса более характерны дайки метадиабазов. В пределах Ингулецкого вала еще более интенсивно проявились наложенные бластомилонитизация и калишпатизация, имеющие здесь преимущественно раннепротерозойский возраст и связанные, очевидно, с формированием гранитов кировоградского и новоукраинского комплексов в соседнем Ингуло-Ингулецком мегаблоке. Именно поэтому ингулецкие плагииграниты в отличие от саксаганских реже наблюдаются в неизменном виде, а практически повсеместно затронуты в той или иной мере наложенной калишпатизацией.

Общая площадь развития гранитоидов саксаганского комплекса оценивается в 5000 км², ингулецкого — 1000 км².

Возраст саксаганских плагиигранитов по данным урано-ториево-свинцового метода составляет 2800—3300 млн лет [142]. Возраст

ингулецких плагиогранитов, определенный тем же методом по циркону, — 2850—2750 млн лет (данные В.И.Орсы).

Петрографический состав формации ремобилизованных автохтонных плагиогранитов довольно простой; резко преобладают плагиограниты, меньше развиты гранодиориты и тоналиты, в составе ингулецкого комплекса встречаются трондьемиты [347].

Состав плагиоклаза в плагиогранитах в значительной степени определяется составом исходных пород, претерпевших ремобилизацию. Для плагиоклаза из апобазитовых разновидностей характерны более широкие колебания содержания в нем анортитовой составляющей с пиками в интервале 18—32 %, в апогнейсах и апогранитах он более однороден и соответствует в среднем № 18—20.

Биотит зеленовато-бурый с железистостью 52—67 %; более высокая железистость характерна для гранитов ингулецкого комплекса. Глиноземистость меняется от 19,8 до 24,9, причем содержание алюминия в шестерной координации в ингулецких плагиогранитах не превышает 0,2 ф.е., а в саксаганских колеблется в более широких пределах, достигая 0,3 ф.е. Коэффициент окисленности железа $f_0 = 9—31$ % (обычно более высоких в плагиогранитах саксаганского комплекса). Содержание TiO_2 находится в пределах 2,00—3,73 %.

Для формации характерны апатит-цирконовая и циркон-сфен-apatитовая ассоциации акцессорных минералов. В ингулецких плагиогранитах встречаются также циркон-apatит-магнетитовая и эпидот-сфен-apatитовая ассоциации. Сингенетический циркон в саксаганских плагиогранитах тонкозональный с хорошо развитой пирамидой {133}; в ингулецких плагиогранитах зональный циркон встречается реже и в пирамидных окончаниях их кристаллов преобладает грань (111).

Для химического состава плагиогранитов рассматриваемой формации характерны несколько повышенная кремнеземистость (особенно для ингулецкого комплекса), а также более низкие глиноземистость, титанистость, магнизиальность и кальциевость по сравнению с плагиогранитами формации тоналитов и плагиогранитов. Исключение составляют трондьемиты ингулецкого комплекса, имеющие сравнительно низкую кремнеземистость, несколько повышенные магнизиальность, известковистость и титанистость.

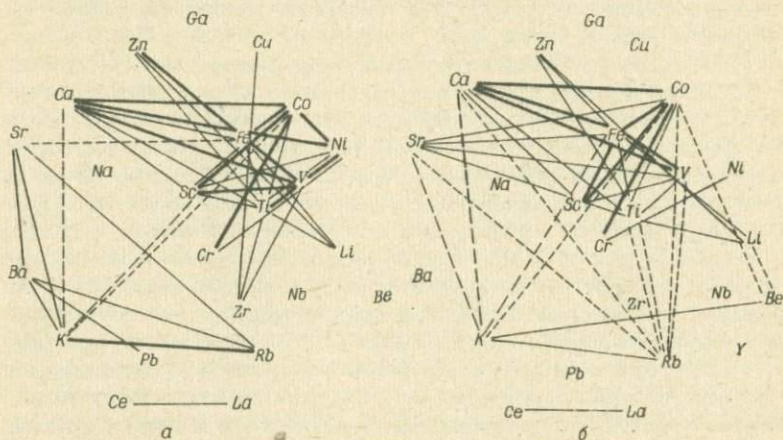
В них отмечается положительная корреляция $CaO - TiO_2$; $MgO - FeO$ и $(MgO + MnO) - SiO_2$ [347].

По геохимическим характеристикам формация ремобилизованных плагиогранитов выделяется среди гранитоидов Украинского щита несколько пониженными содержаниями Sc, Ni, Pb, Y, Rb и Be (примерно в два раза по сравнению с региональным кларком для гранитоидов) и, особенно, Sr и Ba (в три раза). Содержание Sr (241 г/т) в этих плагиогранитах значительно ниже, чем в плагиогранитах эндербит-плагиогранитовой стадии (662 г/т), в то время как

Zr в них (181 г/т) больше, чем в последних (105 г/т). В характеризующих плагиогранитах также сравнительно мало элементов-примесей группы Fe.

От формации плагиогранитов толеитового ряда [337] рассматриваемая формация отличается более высокими содержаниями Cu (соответственно 47 и 1,5 г/т), Pb (7 и 2,8), Li (21 и 4,7), Rb (50 и 2,6), Sr (241 и 139), Ba (444 и 57), Zr (181 и 89) и Nb (12 и 2,4).

Формация ремобилизованных плагиогранитов довольно отчетливо выделяется характером корреляционных связей между элементами (рис. 5). Типичны сильные положительные корреляционные



Р и с. 5. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах саксаганского (а) и ингулецкого (б) комплексов.

Условные обозначения см. на рис. 2

связи Ca — Co, Ca — V, Co — Sc, Co — Cr, умеренная положительная корреляция Zn — Ti, Zn — Li и Zn — Fe, отрицательные связи Ca — K, Fe — K и Co — K.

Формация ремобилизованных автохтонных чарнокитоидов

Как уже отмечалось при характеристике формации эндербитов, на Украинском щите установлены разновозрастные чарнокитоиды, относящиеся к архейскому и протерозойскому времени развития коры этого региона [88]. В свою очередь, среди протерозойских чарнокитоидов различаются автохтонные образования (преимущественно на Побужье и в Приднестровье), тесно перемежающиеся с более древними, архейскими эндербитами, и перемещенные, интрузивные, связан-

ные с глубинными разломами в зонах сочленения Днестровско-Бугского мегаблока с Северо-Западным и Ингуло-Ингулецкого со Среднеприднепровским. Последний тип чарнокитоидов, принимающих участие в строении Новоукраинского, Верблюжского, Боковьянского и Букинского массивов, в особую группу выделялся давно [269, 214]. Что же касается чарнокитов Побужья и Приднестровья, то среди них лишь сравнительно недавно [61] выделено несколько структурно-генетических комплексов: складчатые чарнокит-мигматиты, позднекладчатые автохтонные и аллохтонные чарнокитоиды, однако все они относились к древнейшему, прогеосинклиальному этапу развития земной коры Украинского щита. Очевидно, лишь складчатые чарнокит-мигматиты (вернее, эндербиты), по В.М.Венидиктову и В.М.Шемякину [61], связаны с архейской эндербит-плагиигранитовой стадией, а большинство позднекладчатых автохтонных и аллохтонных чарнокитоидов — с раннепротерозойской чарнокит-гранитовой стадией развития земной коры этого региона. Об этом свидетельствует не только резкое различие их структурных планов. Между рассматриваемыми группами пород устанавливается существенное геохимическое различие прежде всего по содержаниям и соотношениям редких и редкоземельных элементов, свидетельствующее о более глубокой природе вещества в первой группе чарнокитоидов и вторичном верхнекоровом происхождении вторых. По чарнокитоидам первой группы изотопными методами определен возраст 2990—3020 млн лет [199]; чарнокиты второй группы не древнее 2200 млн лет. Последние образовались в раннем протерозое на начальных этапах тектоно-магматической активизации архейских протоплатформенных блоков в связи с заложением и развитием новых подвижных систем на территории соседних Северо-Западного и Ингуло-Ингулецкого, а также, частично, самого Днестровско-Бугского районов. Эта активизация была в чем-то подобна той, которая проявилась на территории Среднеприднепровского района в позднем архее в связи с формированием там зеленокаменных прогибов. Однако несколько иные тектонический режим и состав глубинных флюидов приводили здесь к выплавлению относительно сухих магм, значительно более богатых калием.

Формация ремобилизованных преимущественно автохтонных чарнокитов представлена на Украинском щите винницким комплексом, который выделяется впервые. О присутствии в этой части Побужья своеобразной чарнокитовой ассоциации известно давно, широко развиты здесь лейкократовые плагичарнокиты, названные Н.И.Безбородько [18] сабаровитами. Он же выделил в этом районе чарнокитовые породы с гранатом, назвав их винницитами, которые вместе с обычными типичными чарнокитами и массивными эндербитами образуют здесь основную массу. Они содержат разные по размерам неправильной формы останцы кристаллических сланцев, гнейсов и кальцифиров днестровско-бугской серии, а также полосчатых, мигматитоподобных

эндербитов гайворонского комплекса. К этой же формации относятся чарнокиты токаревского типа, выделенные О.Б.Гинтовым [78], который вполне обоснованно поместил их в стратиграфической схеме выше ятранских чарнокитоидов; последние, безусловно, архейские и относятся к эндербит-плагиигранитовой стадии.

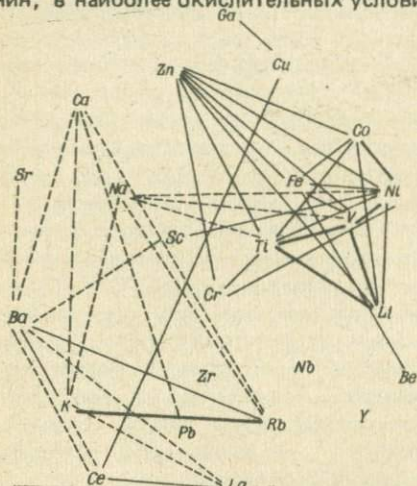
В составе винницкого комплекса резко преобладают чарнокиты (до 55 %), среди которых можно выделить более распространенные лейкократовые и подчиненные меланократовые разновидности. На долю эндербитов приходится не больше 15 %. Второстепенными членами формации являются диорит-эндербиты, диорит-чарнокиты, сиенит-чарнокиты и аляскит-чарнокиты.

Чарнокиты образуют массивы с расплывчатыми, нечеткими контурами (Немировский, Сажкинский, Голосковский, Дроздовский, Стрельчинцкий и др.), гнезда и жилы неправильной формы. Ограниченно распространены перемещенные чарнокиты, слагающие сравнительно небольшие (до $n \cdot 100 \text{ км}^2$) штокообразные тела с округлыми, слабо удлинненными и угловатыми ксенолитами; местами ксенолиты так много, что порода напоминает эруптивную брекчию. Все это свидетельствует о незначительном перемещении магмы с преимущественно автохтонным залеганием продуктов ее кристаллизации [61]. В.Д.Гейко отмечает приуроченность чарнокитоидов винницкого комплекса к ядерным участкам антиклинальных структур. Ксенолиты в них представлены двупироксен-плагииоклазовыми кристаллосланцами, пироксеновыми гнейсами, кальцифирами, полосчатыми эндербитами гайворонского комплекса. Ориентировочная общая площадь развития пород винницкого комплекса — $6\,000 \text{ км}^2$, что составляет 7,1 % общей площади распространения гранитоидов на Украинском щите.

Плагииоклаз из чарнокитов содержит 16–35 % анортитового компонента, в эндербитах — 35–40 %. ЩПШ из чарнокитов — наименее упорядоченный на Украинском щите [231], его оптическая триклинность 0,19–0,34, рентгеновская — 0,0, содержание моноклинной фазы — 100 %, ортоклаза в калишпатовой фазе пертита — 83–87 % [410]. Обильно развиты игольчатые, призматические, уплощенные, пластинчатые, диско- и линзовидные пертиты (до 50 %). По содержанию ортоклазового, альбитового и анортитового компонентов ЩПШ из чарнокитоидов рассматриваемой формации делятся на несколько групп (см. гл. 3). Интенсивность природной термолюминесценции ЩПШ меняется в широких пределах (330–3600 усл. ед.), будучи в среднем довольно высокой (до 2000); рентгеновская термолюминесценция — самая высокая из всех ЩПШ, почти равная таковой ЩПШ из бердичевских гранитов (до 26 000 усл. ед., средняя — 18 450) [410].

Биотит из чарнокитов винницкого комплекса отличается от такового в гайворонском комплексе более высокой железистостью (40–53 %), а также повышенной глиноземистостью ($a_l = 19\text{--}25$; $a_{si} = 30\text{--}35$; $a_{v1} = 0\text{--}8$); содержание TiO_2 в них одинаково высокое (3–5 %). Сте-

пень окисленности Fe колеблется в очень больших пределах ($Fe_2O_3 = 1-7\%$), что находится в соответствии с довольно широким диапазоном изменения окислительно-восстановительных условий, определяемых по соотношению в биотите железистости и относительной глиноземистости (см. рис. 26). В чарнокитах биотит наиболее железистый, с самым низким содержанием Al в шестерной координации; он кристаллизовался в условиях окислительной среды и повышенного химического потенциала K_2O . В винницитах биотит менее железистый и содержит больше октаэдрически скоординированного алюминия; в наиболее окислительных условиях и низкощелочной среде кристаллизовались лейкократовые виннициты, биотит из которых характеризуется наименьшей железистостью и самым высоким содержанием алюминия в шестерной координации.



Р и с. 6. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах винницкого комплекса. Условные обозначения см. на рис. 2.

Гиперстен в эндербитах и чарнокитах имеет железистость 45–61%. В винницитах он насыщен глиноземом, содержание которого может достигать 5–6% [276], тогда как обычно оно не выше 1,5%. В гиперстене спектральным методом установлены примеси (в г/т): Ni – 120; V – 250; Cr – 140; Cu – 35; Ag – 14; Sc – 20; La – 7.

Гранат в винницитах имеет состав: Альм₆₇ Пир₂₈ Спес₁ Грос₄ [412].

Акцессорные минералы (в г/т): ильменит (300–2000), магнетит (до 1400), циркон (10–500), апатит, монацит и др. Циркон светлый, желтовато- или буровато-коричневый, иногда с сиреневым оттенком, представлен как гиацинтовым, так и цирконовым типами; среднее удлинение 1,95.

Для химического состава ремобилизованных автохтонных чарнокитов характерна несколько повышенная щелочность при примерно равном содержании K_2O и Na_2O ; по сравнению с архейскими эти чарнокитоиды более глиноземистые и с несколько меньшей степенью окисленности Fe (за исключением лейкократовых винницитов).

Геохимически ремобилизованные автохтонные чарнокитоиды резко отличаются от таковых эндербит-плагιοгранитовой стадии. В первых намного меньше Sr (254 г/т) и значительно больше Pb (26), Cu (69), Ba (1410), Zr (149), Y (26), а также Cr (33) и Ni (15 г/т).

Особенно высоко содержание элементов-примесей группы Fe в винницитах (Cr — 150; Ni — 80; Sc — 30; Co — 18 г/т), что объясняется предпочтительным вхождением данных элементов в решетку граната, которым обогащены эти гранитоиды.

По характеру корреляционных связей между элементами (рис. 6) винницкий комплекс заметно отличается от других. Прежде всего, содержание Ca в гранитоидах этой группы совершенно не коррелируется с содержаниями элементов группы Fe. Среди последних наиболее тесно связаны между собой Co, Ni, V и Ti. Содержание этих элементов положительно коррелируется с содержаниями Zn и Li. Характерна положительная корреляция Cu — Ga и Cu — Se. Содержание большинства гранитофильных элементов не коррелируется между собой.

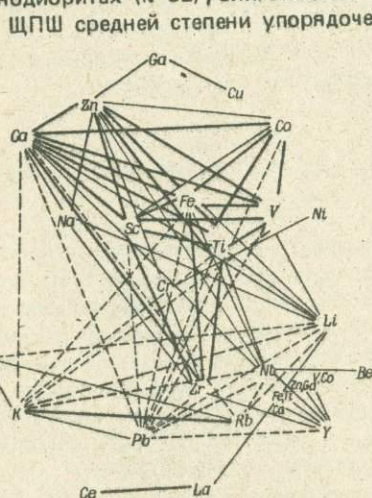
Формация регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов

Эта весьма своеобразная формация, характерная, по-видимому, исключительно для докембрия, представлена на Украинском щите гайсинским (или собитовым) комплексом, занимающим по составу, условиям залегания и формирования промежуточное положение между формациями автохтонных чарнокитоидов и регрессивных нормальных гранитов. Комплекс включает в себя диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, амфибол-биотитовые и биотитовые нормальные граниты, аляскитовые аплит-пегматоидные граниты [290, 88]. Породы эти развиты на площади более 15 000 км² в зоне сочленения Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского мегаблоков, образуя здесь громадный массив или, скорее всего, серию крупных сближенных массивов неопределенной формы. Между всеми породами наблюдаются взаимопереходы. Гранитоиды содержат многочисленные ксенолиты пироксен-амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев, амфиболитов с реликтами пироксенов, биотит-амфиболовых гнейсов, кальцифиоров и железистых кварцитов, беспорядочное расположение которых и резкое срезание полосчатости свидетельствует о магматическом происхождении если не самих собитов, то чарнокитоидов, по которым они образовались. Собиты же, вероятнее всего, метаморфогенные образования — диафориты амфиболитовой фации по чарнокитоидам гайворонского комплекса, испытавшие интенсивную перекристаллизацию и частичную метасоматическую переработку в довольно спокойных тектонических условиях под воздействием глубинных флюидно-тепловых потоков во время начала инверсионных движений в смежных Северо-Западном и Ингуло-Ингулецком мегаблоках. Наиболее кислые по составу породы комплекса, подобные уманским гранитам, по-видимому, проходили стадию расплава. И.Б.Щербаков допускает возможность более широкого плавления, однако без

сколько-нибудь существенного перемещения возникающих расплавов [88, 291].

Среди пород гайсинского комплекса преобладают гранодиориты, до 20 % приходится на долю гранитов, 15–20 % — на долю кварцевых диоритов и диоритов. В качестве второстепенных членов формации выступают аплит-пегматоидные граниты и пегматиты.

Доминирующим минералом практически во всех породах является плагиоклаз, представленный андезином в диоритах (№ 38–45) и гранодиоритах (№ 32), олигоклазом (№ 18–30) — в гранитах.



Р и с. 7. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах гайсинского комплекса. Условные обозначения см. на рис. 2

[410]. Элементы-примеси (в г/т): Ba — до 6200; Sr — 100–580; Rb — 290–580; La — 5–32; Ce — 13–33; Li — 0,5–2; Cs — 1–2,5.

Биотит характеризуется умеренной железистостью (41–55 %) и глиноземистостью ($a_l = 20–22$; $a_{sl} = 29–31$; $a_{vl} = 5–8$), разной степенью окисленности железа ($Fe_2O_3 = 1,7–4,4$) и несколько повышенной титанистостью (TiO_2 до 4 %). Судя по соотношению железистости и глиноземистости биотитов, они кристаллизовались при умеренном химическом потенциале калия в широком диапазоне изменения окислительно-восстановительных условий. Температуры образования диоритов и гранодиоритов по геотермометрам Л.Л.Перчука 650–710 °С, по полвошпатовому геотермометру — 500–580 °С. На диаграмме $\mu H_2O - \mu O_2$ (см. рис. 26) биотиты из пород гайсинского комплекса располагаются примерно в одном поле с бердичевскими гранитами, что свидетельствует о становлении вмещающих

ЩПШ средней степени упорядоченности, с рентгеновской триклинностью 0,0–0,99. Двойниковая решетка наблюдается не повсеместно, обычно она несовершенная, сноповидная и шахматно-сноповидная, участкового или зонального распределения. Пертитовые вроски (до 10 %) игольчатые, столбчатые, диско-, линзовидные, и пламенные. Содержание анортита в ЩПШ из гранодиоритов иногда достигает 6 %, из гранитов — не выше 1,5 %. Содержание альбита в ЩПШ из гранодиоритов 17 %, из гранитов и пегматитов — 15 %. Среднее значение природной термолюминесценции 1730 усл. ед., рентгеновской — 6800. Очень характерна форма кривой термовысвечивания, состоящей из двух неравных пиков

пород в сходных температурных и окислительно-восстановительных условиях.

Роговая обманка представлена двумя генерациями: более ранняя, (в диоритах и кварцевых диоритах) характеризуется повышенной глиноземистостью и титанистостью, соответствующим гранулитовой фации; поздняя роговая обманка и куммингтонит связаны с диафторическими преобразованиями. О высокотемпературных условиях формирования первичных пород свидетельствуют реликтовые гиперстен и диопсид.

Химический состав пород гайсинского комплекса меняется в очень широких пределах — от основных до кислых. Диориты и кварцевые диориты пересыщены CaO, а в гранодиоритах и особенно гранитах его содержание резко снижается (до 1,5—3 %). Тем не менее вплоть до содержаний CaO = 2 % в гранитоидах часто встречается роговая обманка, что объясняется их метагенным происхождением, так как в магматических гранитах она появляется при $\text{CaO} \geq 3,5\text{--}4\%$. По содержанию SiO_2 , TiO_2 , CaO и Fe_2O_3 регрессивные диориты и гранодиориты весьма сходны с эндербитами Побужья. Мало различаются они и по содержанию элементов-примесей, особенно группы железа. В породах характеризуемой формации по сравнению с архейскими эндербитами несколько меньше Sr (409 г/т) и больше Zr (195), Rb (103), La (85) и Ce (140 г/т).

Для рассматриваемой формации характерны сильные положительные корреляционные связи между элементами группы Fe, а также последних с кальцием, цинком и цирконием, в несколько меньшей степени с иттрием, ниобием и литием (рис. 7). Положительно коррелируются также содержания Zn, Ga, Cu, K, Ba, Rb, Pb, La, Ce, Zr, Y, Nb и Be. Весьма характерна ортцательная корреляция между K и Li, а также Li и Rb, что может служить типоморфным признаком данной формации.

Формация высокоглиноземистых гранитов

Формация высокоглиноземистых гранитов Украинского щита представляет собой достаточно уникальное явление. Подобные образования известны лишь в докембрии Енисейского кряжа [176], Таймыра [281] и Северного Вьетнама. Более широко развиты высокоглиноземистые граниты в фанерозойских складчатых сооружениях, где они почти повсеместно ассоциируют с основными и ультраосновными интрузиями и относятся к гипербазит-габбро-гранитовому формационному ряду [133].

Представления о генезисе высокоглиноземистых гранитов неоднозначны. Большинство исследователей считают их магматическими образованиями — продуктами кристаллизации коровых магм, характеризующихся низкой щелочностью и низким парциальным давлением

кислорода. Это и обусловило кристаллизацию граната и кордиерита вместо или наряду с биотитом. Магматическое происхождение таких пород во многих районах подтверждается надежными геологическими данными [133]. На Украинском щите оно менее очевидно и некоторые исследователи склонны считать эти породы метасоматическими [271] или даже метаморфогенными [189]. Однако магматическое анатектическое происхождение большинства высокоглиноземистых гранитов Украинского щита подтверждается устойчивостью их минерального состава на громадных площадях, наличием в них беспорядочно располагающихся ксенолитов разных пород, химическими особенностями и структурой с повышенным идиоморфизмом граната и полевых шпатов по отношению к кварцу, некоторыми характерными свойствами порообразующих и акцессорных минералов.

Формация высокоглиноземистых гранитов на Украинском щите представлена бердичевским комплексом, развитым в Днестровско-Бугском районе; менее широко такие граниты развиты на юге Ингуло-Ингулецкого района. В Приазовье они тоже распространены, но только в виде жильных тел.

Бердичевский комплекс представлен гранат-биотитовыми и кордиерит-гранат-биотитовыми гранитами, гранито-гнейсами и мигматитами с подчиненным развитием лейкократовых биотитовых и аляскитовых гранитов, аплит-пегматоидных гранитов и пегматитов.

Бердичевскими гранитами сложен громадный батолитоподобный массив площадью около 15 000 км². На севере он контактирует с гнейсовой толщей тетеревской серии и гранитами житомирского комплекса. Характер взаимоотношений с гнейсами достоверно не установлен. Переход к житомирским гранитам по сведениям одних геологов постепенный [88], однако есть данные, что житомирские граниты по отношению к бердичевским являются секущими [412]. Восточный контакт с гнейсами и гранитами Росинско-Тикичского района проходит в основном по зонам тектонических нарушений, хотя здесь И.Б.Щербаков [425] отмечает между указанными породами постепенные переходы. На юге совершенно достоверно устанавливается постепенный переход от бердичевских гранитов через виннициты к чарнокитоидам. Западный контакт скрыт под наносами Львовско-Волынской впадины.

Внутреннее строение массива сложное из-за обилия различных по размерам, нередко очень крупных (до 100 км²) останцов днестровско-бугской серии, эндербитов и чарнокитов. Всегда в зоне их контактов развиты виннициты, являющиеся переходными породами. Особенно часто наблюдается перемежаемость гранитов с биотит-гранатовыми мигматитами и гнейсами, которые, по мнению большинства исследователей, представляют собой исходный субстрат для высокоглиноземистой гранитной магмы. Изредка отмечается прорывание гнейсов гранитами. По полосчатости мигматитов, кристаллизационной сланцеватости и линейности в гранитах в пределах массива хорошо

прослеживаются складчатые структуры с размахом крыльев 5–10 км при углах падения на крыльях в 45–75°, а в шарнирах — до 15–30°. В ядрах синклиналиальных складок преобладают гнейсы, в антиклиналях — граниты. Это дает основание рассматривать бердичевские граниты как ультраметаморфические, анатектические образования, не испытывавшие существенных перемещений.

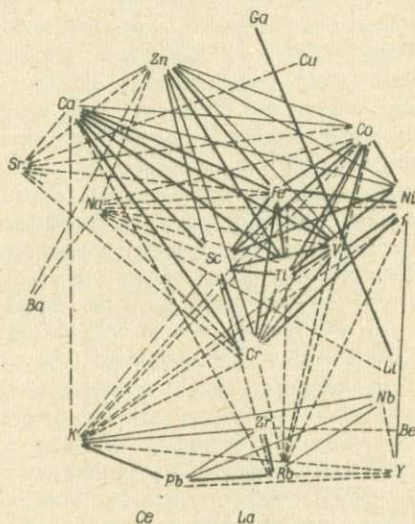
Возраст бердичевских гранитов, определенный свинцово-свинцовым и урано-свинцовым изохронными методами по циркону и монациту 2070–2090 млн лет [88]. Возраст же субстрата, по которому они образованы, не менее 2600–2800 млн лет.

Плагиоклаз в бердичевских гранитах представлен олигоклазом (№ 12–30). ЩПШ характеризуется низкой степенью упорядоченности; рентгеновская триклинность — 0,0–0,88. Довольно обычны (10–15 %) пертитовые вроски разнообразной формы: игольчатые, призматические, уплощенные, пластинчатые, диско- и линзовидные. Природная и, особенно, рентгеновская термолюминесценция повышены (до 20 000 усл. ед.), кривые термовысвечивания простые.

Для биотита характерны умеренная железистость (48–63 %), повышенная глиноземистость ($a_l = 22–29$; $a_{sl} = 31–36$; $a_{V1} = 10–20$), широкие пределы изменения содержания TiO_2 (1,7–4 %) и Fe_2O_3 (1–6,3 %). По соотношению железистости и глиноземистости выделяются несколько групп биотитов.

В наиболее широко распространенных гранитах биотит отличается повышенным содержанием суммарного алюминия, а также находящегося в шестерной координации; они кристаллизовались в условиях довольно высокого химического потенциала кислорода и низкой щелочности; в несколько более восстановительной среде формировались гранито-гнейсы и мигматиты.

Гранат в среднем содержит 75 % альмандина, 20 % пирропа, 3 % гроссуляра и андрадита и 2 % спессартина [402]. Кордиерит характеризуется низкой и умеренной железистостью (22–43 %) и повышенным содержанием воды (до 3 %); в измененном кордиерите (так на-



Р и с. 8. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах бердичевского комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 2

зывается кордьефегите) содержание воды повышается почти до 10%. Температура кристаллизации бердичевских гранитов, определенная по геотермометрам Л.Л.Перчука, меняется в пределах 600–700 °С, по полевошпатовому геотермометру – 500–630 °С.

Наиболее характерным аксессуарным минералом бердичевских гранитов является монацит (до 150 г/т), он отличается повышенным содержанием урана ($U_3O_8 = 0,72\%$) при относительно пониженном количестве тория ($ThO_2 = 3,5–7,4\%$) и следующему составом РЗЭ (общей суммы): Се – 36–41; La – 21–25; Nd – 18–29; Pr – 7–11.

Циркон в бердичевских гранитах несколько обогащен Pb; соотношение в нем U и Th свидетельствует о довольно широком интервале изменения кислотности – щелочности при их образовании. Особый интерес вызывает тот факт, что в состав комплекса входят пегматиты, образующиеся в разных условиях кислотности – щелочности. С пегматитами и другими породами комплекса, формировавшимися при повышенной щелочности, может быть связано редкометалльное, медное и урановое оруденение [136].

Особенностью химического состава гранитов характеризуемой формации является их очень однообразная сравнительно невысокая кремнеземистость, соответствующая скорее не гранитам, а гранодиоритам (хотя традиционно эти породы называются гранитами), повышенная глиноземистость и низкая кальциевость, сходная с плагиогранитами; Na_2O и K_2O содержатся примерно в равных количествах при незначительном преобладании первого.

Высокоглиноземистые граниты бердичевского комплекса отличаются очень высокими содержаниями элементов группы Fe (Sc – 12; V – 61; Cr – 47; Co – 13; Ni – 27 г/т), а также Zn (79), Ba (2270) и Be (2,75 г/т). Вместе с тем в них заметно понижены содержания La (50) и Ce (70 г/т).

Очень характерны сильные положительные корреляционные связи между всеми элементами группы Fe, а также всех их с Ca, Zn и Y (рис. 8). Положительно коррелируются содержания Ga и Li, Pb с K и Rb и последних трех с Zr. Весьма характерны также отрицательные корреляционные связи Sr, Na, K и Rb со многими элементами группы Fe, а также Sr с Ca, Zn с Ba и Na, Zr с Be, Y с K, Pb и Rb.

Формация интрузивных чарнокитоидов, трахитоидных и чернокварцевых гранитов

Соответствует формации интрузивных чарнокитоидов, выделенной К.А.Шуркиным с соавторами [220]. На Балтийском щите к этой формации относятся топорский и умбинский комплексы, приуроченные к зоне сочленения Беломорского срединного массива с Карельским и Кольским поясами карелид [66]. В Восточной Сибири подобные обра-

зования объединяются в татарниковский комплекс, развитый в пределах Даванской зоны глубинных разломов.

На Украинском щите формация интрузивных чарнокитоидов, трахитоидных и чернокварцевых гранитов представлена букинским комплексом, развитым в зоне сочленения Днестровско-Бугского и Северо-Западного мегаблоков, и новоукраинским комплексом, приуроченным к Ингуло-Ингулецкому мегаблоку и зоне его сочленения со Среднеприднепровским мегаблоком. Слагают эту формацию чарнокитоиды разного состава с характерным щелочным уклоном (сиенит- и монцонит-чарнокиты, диорит-чарнокиты, эндербиты, гиперстеновые граниты и гранодиориты), а также биотитовые и гранат-биотитовые граниты с резко выраженной порфиоровидной текстурой, часто трахитоидной, обусловленной крупными выделениями калиевого полевого шпата; для гранитов характерен весьма своеобразный кварц, имеющий темно-серую, почти черную окраску.

Отчетливая структурная приуроченность данной формации к долгоживущим зонам глубинных разломов, разделяющим разновозрастные мегаблоки щита, наряду с особенностями ее петрографического состава, свидетельствует о довольно глубоких уровнях генерации исходной магмы (низы земной коры); кристаллизация же ее происходила в гипабиссальных условиях, о чем свидетельствует отсутствие пегматоидных образований и развитие габбро-диабазовых даек в кровле некоторых плутонов.

Наиболее характерный представитель формации — Букинский массив, являющийся лакколлитом мощностью около 8 км с размерами в плане 25 x 7 км [88]. Массив имеет асимметрично-концентрическое строение с центральной частью, сложенной монцонит- и диорит-чарнокитами; с юга они окаймляются полукольцом чарнокитов и сиенит-чарнокитов, а по периферии повсеместно развиты диорит-чарнокиты и местами биотитовые трахитоидные граниты. Массив залегает в толще гнейсов тетеревской серии, ороговикованных в зоне контакта. Породы массива вмещают многочисленные ксенолиты этих гнейсов, а также ксенолиты пород днестровско-бугской серии, очевидно, вынесенные с глубин во время внедрения.

Подобные размеры и строение имеют Верблюжский, Боковянский и Долинский массивы, залегающие в толще ингуло-ингулецкой серии западнее Криворожского глубинного разлома.

Наиболее крупный в данной формации Новоукраинский массив (3 500 км²). По данным геофизических исследований — это гигантская лополитоподобная интрузия, появление и внедрение которой вызвано астеносферным магматическим диапиром [254]. Основную массу плутона составляют порфиоровидные, часто трахитоидные биотитовые и гранат-биотитовые граниты с крупными выделениями красного, розового, реже серого ШПШ. Преимущественно к западной и северной частям массива приурочены изометричные или слегка вытянутые в плане

небольшие тела чарнокитоидов с нечеткими контактами. По всем данным чарнокитоиды представляют первые фазы внедрения. В местах повышенного количества ксенолитов вмещающих пород наблюдаются переходы чарнокитоидов в монцонитовые и сиенитовые разности.

Плагиоклаз в диорит- и монцонит-чарнокитах представлен андезином (№ 30–37), в чарнокитах и меланократовых гранитах — олигоклазом (№ 20–26), а в лейкократовых гранитах — кислым олигоклазом (№ 10–20).

ЩПШ, преобладающий минерал во многих разновидностях пород, характеризуется большим разнообразием состава и структуры. Наряду с нерешетчатым криптопертитовым ортоклазом отмечается четко решетчатый микроклин; степень рентгеновской триклинности меняется от 0,0 до 0,96. Для букинских гранитоидов характерно повышенное содержание анортитового компонента в ЩПШ (до 5–9 %). Количество альбитовой составляющей снижается от ЩПШ из гранитоидов ранних фаз внедрения к более поздним. Низким содержанием альбитовой составляющей характеризуются ЩПШ из монцонитов и сиенитов. Природная термолюминесценция ЩПШ из основной массы гранитов формации сравнительно невысокая (1200–1400 усл. ед.), но в чарнокитах и гранат-биотитовых гранитах повышается до 3000–9000. ЩПШ из этих групп пород различаются и по рентгеновской термолюминесценции, которая в чарнокитах возрастает до 24 000 усл. ед. (средняя — 15 700).

Биотит из пород новоукраинского комплекса характеризуется повышенной железистостью (58–78 %); в проанализированных биотитах букинского комплекса она ниже (50–62 %). Большой диапазон изменения глиноземистости ($a_l = 15–25$; $a_{sl} = 27–35$; $a_{V1} = 0–10$) и ее соотношения с железистостью в биотите из пород разного состава свидетельствует о их формировании при разных температурах, а также в условиях сильно меняющейся щелочности и окислительного потенциала. Эндербиты и чарнокиты, а также трахитоидные граниты, содержащие самый железистый и малоглиноземистый биотит, являются наиболее высокотемпературными образованиями, кристаллизовавшимися в условиях низкого химического потенциала кислорода и повышенного потенциала K_2O . Эти условия были близки к тем, при которых шло формирование субплатформенных рапакиви и щелочных гранитоидов, и резко отличались от условий образования чарнокитоидов Побужья и Приазовья. Биотиты в некоторых разностях чарнокитов отличаются более высоким содержанием глинозема при пониженной железистости; они кристаллизовались при более низких температурах, повышенных щелочности и окислительном потенциале. Самые низкотемпературные, судя по составу биотитов, монцониты, образованные в условиях наиболее высокого (для данного комплекса) окисления и при умеренной щелочности.

Степень окисленности железа наиболее высокая в биотитах из эндербитов и высокотемпературных разностей гранитов ($Fe_2O_3 = 5–8 \%$)

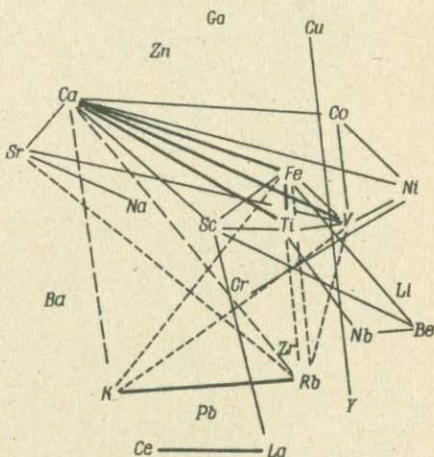
и минимальная в биотитах из монцонитов ($Fe_2O_3 = 0-1\%$), т.е. связана обратной зависимостью с глиноземистостью биотитов и не соответствует изменению окислительной обстановки. Содержание титана в биотитах из почти всех типов пород данной формации довольно высокое (до 4–5%) и снижается только в сиенитах букинского комплекса (до 2,5–1,2%). Элементы-примеси в биотите (в г/т): Rb – 650; Li – 400; Zn – 100; Cr – 70; Co и Sc – по 30.

Гранат характеризуется высокой железистостью (в среднем 87%) и низким содержанием пиропового и андрадитового компонентов. Железистость ромбического пироксена меняется в очень широких пределах (54–80%); самый железистый ромбический пироксен (эвлит) отмечен в кварцевых монцонитах и эндробитах Новоукраинского и Верблюжского массивов. Ортопироксены отличаются низким содержанием глинозема, повышенными марганцовистостью и титанистостью.

Среди акцессорных минералов в породах формации доминируют циркон, монацит, апатит, магнетит, ильменит; менее распространены – пирит, сфалерит, анатаз, сфен, ортит; циркон в основном прозрачный, желтый, коричневый или розовый.

Рассматриваемые гранитоиды характеризуются повышенной железистостью (60–90%), очень широко меняющейся глиноземистостью, в преобладающей массе гранитоидов – невысокой степенью окисленности Fe, а также высоким содержанием K и Na (средняя сумма оксидов – 7%) при преобладании первого.

Гранитоиды данной формации несколько обеднены сидерофильными (исключение составляет Cr, среднее содержание которого 33 г/т) и обогащены халькофильными элементами; содержание Cu (60 г/т) и Pb (25 г/т) в них выше, чем средневзвешенное для гранитоидов Украинского щита. Обогащены они также Zr (275 г/т), Nb (21), Y (27), La (81), Ce (137) и Th (23 г/т). По петрографическому и петрохимическому составу эта формация наиболее близка к фанерозойским гранитоидам латитового ряда [337]. Однако исходные магмы имели разную водонасыщенность и составы элементов-примесей в них существ-



Р и с. 9. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах новоукраинского комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 2

венно различаются. Таким образом, среди фанерозойских гранитоидов аналогов этой формации нет.

В гранитоидах новоукраинского комплекса сравнительно слабо проявляются положительные корреляционные связи между элементами группы Fe (рис. 9); более характерна положительная связь последнего (особенно Fe, Ti и V) с Ca. Исключительно в гранитоидах данной формации проявляется положительная корреляция между Cu и Y, Sc и La.

Формация интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов

Рассматриваемая формация развита исключительно в Северо-Западном районе Украинского щита, где она представлена сложным по составу и весьма своеобразным по внутреннему строению массивов и геологическому положению осницким комплексом [341, 342]. В прежних схемах формационного расчленения гранитоидов щита этот комплекс либо занимал особое положение [353], либо объединялся со сходным по составу гайсинским комплексом [88]. Последнее сейчас представляется нам недостаточно оправданным, так как по геологической позиции и генетически это разные образования. Если породы гайсинского комплекса преимущественно метаморфического и метасоматического происхождения, то в осницком комплексе все они безусловно магматические. Определенное сходство их составов объясняется двумя факторами: 1) некоторой близостью характера эволюции магматизма при образовании осницкого и гайворонского комплексов, последний представляет собой исходный субстрат для гайсинского комплекса; 2) сходными термодинамическими условиями окончательного становления осницкого и гайсинского комплексов.

Осницкий комплекс объединяет пространственно и генетически связанный ряд пород от габбро до лейкократового гранита, слагающих большой Рокитнянский (более 1000 км²) и несколько более мелких массивов. Рокитнянский массив сложен преимущественно гранитами (50 %) и гранодиоритами (35) при подчиненной роли кварцевых диоритов (10) и габброидов (5 %). Последовательность внедрения магмы — гомодромная. Вмещающими породами являются вулканиты клесовской серии, образующие различные по размерам останцы и ксенолиты в гранитах.

Если для Осницкого блока характерна тесная перемежаемость вулканогенных и интрузивных пород от основного до кислого состава, то в Новоград-Волыньском блоке, расположенном южнее, они в основном разобщены. Исключительно гранитами сложены Мухаревский и Токаревский массивы, гранодиоритами и диоритами — Шелетовский и Смолдыревский. Только Новоград-Волыньский, Корецкий и Выдринский массивы имеют более сложный состав с преобладанием гранитов

и гранодиоритов. Новоград-Волынский массив прорывает толщу лептитоидных пород и микрогнейсов и вмещает их ксенолиты; ксенолиты таких же пород встречаются в гранитах Мухаревского и Токаревского массивов, которые имеют нечеткое зональное строение: внутренние участки сложены розовым порфировидным гранитом, а периферические — серым равномернозернистым.

Возраст гранодиоритов осницкого комплекса, определенный свинцово-свинцовым и урано-свинцовым изохронными методами по циркону — 1960–2030 млн лет, гранитов — 1950 млн лет.

Состав плагиоклаза в породах формации меняется от альбит-олигоклаза в наиболее лейкократовых разностях до лабрадора (№ 50–55) в диоритах. Даже в самих гранитах основность плагиоклаза нередко достигает 45–47 %. Весьма характерны зональные плагиоклазы с более основной центральной частью.

ЩПШ в осницких гранитах представлен максимальным и промежуточным микроклин-пертитом, содержащим умеренное количество пертитовых вростков альбита (до 10 %) при низкой концентрации натрия в калишпатовой фазе. Двойниковая решетка микроклина разной степени совершенства, сноповидная или шахматно-клеточная. Пертиты среднесовершенные и совершенные линзовидные или несовершенные ленточные, часто встречаются крупные пламенные и шнуровидные пертиты, распределение их участковое. В ЩПШ из мухаревских гранитов содержание пертитовых вростков ниже (3–6 %), располагаются они группами по пять–семь. Больше всего пертитов (до 20 %) в ЩПШ из новоград-волыньских гранитов. По составу ЩПШ из гранитоидов характеризуемой формации делятся на пять групп. ЩПШ из гранодиоритов отличаются высоким содержанием альбитового (22–23 %) и анортитового (до 5 %) компонентов; температура их кристаллизации 650 °С. Еще выше содержание альбитового компонента (25–27 %) в микроклинах из новоград-волыньских гранит-порфиров и аплитовидных гранитов; количество анортитовой составляющей в них снижается до 1 %; температура кристаллизации 580 °С. К третьей, самой обширной группе относится ЩПШ из наиболее распространенных биотитовых гранитов формации, кристаллизовавшихся при 635–645 °С; в них содержится 17–22 % Аб и до 2 % Ан. Четвертую группу представляют микроклины из лейкократовых гранитов формации, наиболее кислых магматических дифференциатов, кристаллизовавшихся при температуре до 600 °С; в них 11–17 % Аб и 0,5–1,7 % Ан. Наиболее низкие содержания альбитовой составляющей (9–10 %) в микроклинах из аляскитовых разностей гранитов и так называемых клесовитов.

Природная термолюминесценция ЩПШ, как правило, низкая, особенно в новоград-волыньских и мухаревских гранитах (40–440 усл. ед.); в некоторых разностях осницких гранитов она достигает 1300 усл. ед. Рентгеновская термолюминесценция довольно устойчива (3000 усл. ед.).

Биотит в осницких гранитах темно-бурый, почти черный, в гранодиоритах зеленовато-бурый, в мухареvских и новоград-волинских гранитах красновато-бурый. Железистость его меняется в пределах 47—65 %. Наиболее железистые биотиты характерны для сравнительно лейкократовых, обогащенных К гранитов; в них же наиболее низкие содержания Al в шестерной координации, что свидетельствует о кристаллизации в условиях низкого окислительного потенциала и повышенного потенциала K_2O . В целом же глиноземистость биотитов осницкого комплекса несколько повышена.

Гранитоиды характеризуемой формации имеют высокую глиноземистость при несколько повышенной основности. Еще одной отличительной чертой их является несколько повышенная щелочность (среднее содержание $Na_2O + K_2O$ достигает почти 8 % при весьма незначительном преобладании первого).

Количество элементов-примесей в породах формации варьирует в зависимости от их состава. Так, например, содержание Sr меняется от 10 г/т в наиболее лейкократовых разностях гранитов до 630 г/т в диоритах (среднее для осницкого комплекса — 322 г/т). Также в широких пределах меняется количество Zr (70—470, среднее 215 г/т). Содержание остальных элементов-примесей более устойчивое и в

Р и с. 10. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах осницкого комплекса.

Условные обозначения см. на рис. 2

среднем составляет (в г/т): Rb — 148; Nb — 16; Pb — 17; Zn — 49; Y — 21; Li — 33; Ba — 1410; V — 19; Co — 3 и Cu — 30.

Корреляционные связи между элементами в целом проявлены слабо (рис. 10). Характерна положительная корреляция между Zn и Ga, Sr и Ca, K и Rb. Более слабая, но тоже весьма характерная положительная корреляция отмечается для пар Ga — V, Zr — Sr; отрицательная — для Co — Sc, Sc — Cr, Cr — V.

Формация прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов

Становление плагиоклаз-микроклиновых гранитов представляет наиболее интенсивный этап корообразования в докембрии континен-

тов. Формационный тип позднекладчатых плагиоклаз-микроклиновых гранитоидов и мигматитов протогеосинклинального этапа развития земной коры [220] наиболее распространен на всех щитах. К нему относятся гранитная серия карелид советской части Балтийского щита [168, 408], гранитоиды свекофеннид Финляндии [484], анатектит-граниты Кольского п-ова [87], мигматит-граниты коробковского комплекса на Воронежском кристаллическом массиве [101], бакалинский и волгоградский комплексы Волго-Уральской области, хонголуйский и огинский комплексы Восточного Саяна, таракский комплекс Енисейского кряжа [89], позднестановой комплекс Алданского щита [188], самые распространенные "куполообразующие" гранитоиды и мигматиты Канадского [96] и африканских [440, 473] щитов. Мы считаем целесообразным разделить эти гранитоиды на два типа, представляющие собой самостоятельные формации прогрессивных и регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и мигматитов [88]. Прогрессивное гранитообразование осуществлялось в мобильной области в тесной связи с метаморфизмом вследствие нарастания температуры (при спаде общего давления) до таких условий, когда начинается плавление предварительно метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщи, накопленной в течение этого же тектоно-магматического цикла. Регрессивные граниты образовались в результате переработки ранее консолидированного фундамента; их субстрат был накоплен и метаморфизован, а также прогрессивно гранитизирован в предыдущем цикле, с разрывом во времени в 600—800 млн лет.

На Украинском щите формация прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов представлена житомирским (Северо-Западный район) и кировоградским (Ингуло-Ингулецкий район) комплексами. И.Б.Щербаков [88] в этих районах выделяет еще быстревский, синюхинский и вознесенский комплексы, хотя слагающие их граниты существенно не отличаются по составу от житомирских и кировоградских. Житомирский комплекс представлен серыми равномернозернистыми (от мелко- до среднезернистыми) биотитовыми и двуслюдяными гранитами, порфировидными гранитами такого же состава, гранито-гнейсами, мигматитами, аплит-пегматоидными гранитами, аплитами и пегматитами. Граниты образуют разобщенные преимущественно штокообразные тела, приуроченные к антиклинальным структурам в толще нижнепротерозойской тетеревской серии. Возраст их, по данным изохронного свинцово-свинцового и урано-свинцового методов, 1850—1870 млн лет [88]. Наиболее крупные массивы (Коростышевский, Каменнобродский, Федоровский) имеют площадь до 100—300 км²; много более мелких массивов, не превышающих 10—20 км² (Житомирский, Курчицкий, Федоровский, Быстревский, Городский, Кочеровский и др.). По характеру внутреннего строения и взаимоотношениям с вмещающими породами выделяется несколько типов гранитоидных массивов [153]. Первый тип представлен небольшими массивами се-

рых среднезернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов, насыщенных включениями гнейсов тетеревской серии (Барановский, Ягодинский, Устиновский). Массивы второго типа крупные, несколько удлиненные, зональные (Каменнобродский и Федоровский); внутренние их участки сложены средне- и крупнозернистыми порфиroidными мезократовыми гранитами, сменяющимися ближе к контактам меланократовыми гранитами и гранодиоритами. Небольшие и средние (до 10 км²) массивы третьего типа (Житомирский, Курчицкий, Киселевский и др.) имеют штокообразную форму, неяснозональное и пятнистое строение. Сложены они в основном мелко- и среднезернистыми двуслюдяными гранитами, местами переходящими в порфиroidные, в приконтактной зоне насыщены жилами лейкократовых тоже двуслюдяных гранитов и пегматитов. Пятнистое строение некоторых массивов обусловлено грейзенизацией. Коростышевский массив, относящийся к четвертому типу, имеет полосовидное строение с чередующимися среднезернистыми мезо- и лейкократовыми порфиroidными, а также аляскитовыми гранитами, находящимися в сложных взаимоотношениях. В центре массива преобладают меланократовые разновидности с большим количеством вкрапленников калиевого полевого шпата. Граниты Быстреевского массива относятся к пятому типу; для них характерны наиболее резкие явно секущие границы с вмещающими породами, без переходных мигматитовых зон, более мелкозернистое сложение в эндоконтактных участках и довольно интенсивное проявление метасоматических процессов (альбитизации, грейзенизации, окварцевания); отмечается интенсивное скарнирование вмещающих карбонатных пород [88].

Кировоградский комплекс представлен преимущественно серыми и розовато-серыми порфиroidными, реже равномернозернистыми биотитовыми, гранат-биотитовыми и роговообманко-биотитовыми гранитами и мигматитами (при подчиненном развитии аплит-пегматоидных гранитов), развитыми в пределах Ингуло-Ингулецкого района. Массивы гранитов кировоградского комплекса (Кировоградско-Бобринецкий, Долинский, Чигиринский, Вознесенский, Воссиятский, Синюхинский и др.) значительно крупнее, чем житомирского. Так, например, Кировоградско-Бобринецкий массив вытянут в северо-западном направлении более чем на 120 км при ширине 20–50 км; размеры Долинского массива — 75 x 25 км, Вознесенского — 80 x 20 км, Синюхинского — 50 x 20 км. Соотношение их с вмещающими толщами ингуло-ингулецкой серии конформное с постепенными переходами через обширные зоны мигматитов. Внутреннее строение массивов неоднородное, полосчатое, с сохранением направлений структурных элементов вмещающих пород; лишь на отдельных участках отмечаются несогласные, секущие контакты.

Общая площадь развития гранитоидов характеризуемой формации превышает 9000 км²; среди них преобладают малокальциевые апопе-

литовые граниты, на долю которых приходится больше 50 %, 30—40 % составляют несколько обогащенные кальцием апобазитовые граниты, остальные 10—20 % площади занимают гранито-гнейсы, аплиты, пегматиты и мигматиты, непосредственно примыкающие к массивам. Обширные поля мигматитов, не связанные непосредственно с гранитными массивами, при подсчете не учитывались.

Плагиоклаз в гранитах представлен олигоклазом № 12—21. Состав ЩПШ меняется еще в более широких пределах. В гранито-гнейсах и мигматитах он содержит не больше 10 % альбитового компонента, в наиболее распространенных типичных житомирских, коростышевских, кировоградских гранитах — 12—15 %, в метасоматически измененных гранитах — 20—23 %, а в метасоматически измененных пегматитах — до 30 %. Рентгеновская триклинность, как правило, высокая (0,80—0,94). Почти повсеместно развита двойниковая решетка преимущественно сноповидного или сноповидно-шахматного типа, высокой степени совершенства. Пертиты (до 3—5 %) диско- и линзовидные, реже столбчатые и игольчатые.

Природная термолюминесценция прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов меняется от 40 до 5000 усл. ед. (средняя 1400), рентгеновская термолюминесценция более выдержана (3000—16000, средняя 10000 усл. ед.) с очень характерной кривой термовысвечивания, имеющей один дополнительный максимум [410].

Биотит коричнево-бурый или оранжевый, в амфиболсодержащих разновидностях — зеленовато-бурый. Железистость его меняется в очень широких пределах (52—82 %). В составе граната преобладает альмандиновый компонент (75—85 %), содержание пироповой составляющей 7—19 %, гроссуларовой и андрадитовой — 2—10 %, спессартиновой — до 3 % [88]. Роговая обманка темно-зеленая, с железистостью 60—65 %.

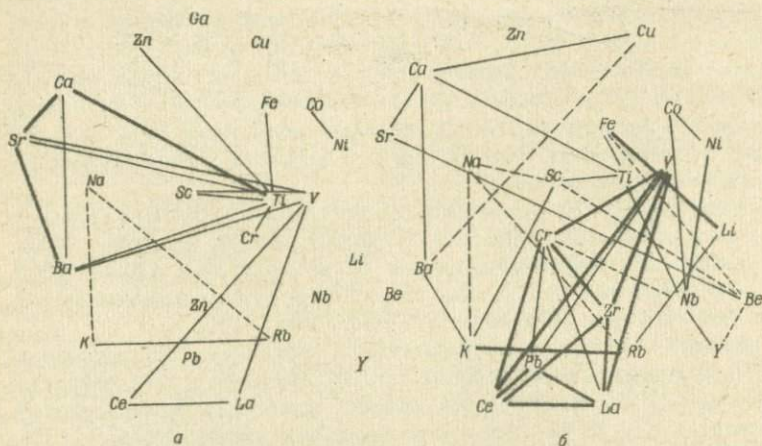
Акцессорные минералы представлены монацитом (особенно характерен для житомирских гранитов), цирконом, апатитом, ортитом, пиритом, менее распространены сфен, анатаз, брукит, ильменит, молибденит, в быстревских гранитах встречаются флюорит, сфалерит, турмалин, для большинства разновидностей характерно низкое содержание магнетита.

Циркон (до 175 г/т) бледно-коричневый или коричневатобурый с окатанными ядрами. В типичном житомирском граните в цирконе очень низкое содержание Th (50 г/т), что свидетельствует о кристаллизации его в условиях низкой щелочности. Характерно высокое содержание U (1660 г/т) и Y (2560 г/т); отношение Zr/Hf = 39. Цирконы из курчицких гранито-гнейсов метагенного происхождения характеризуются более высоким отношением Zr/Hf (42—47), повышенным содержанием Th (до 500 г/т) и невыдержанным, но в целом пониженным отношением $U/(Th + Pb) < 1$, что свидетельствует об их кристаллизации в слабощелочной среде.

Химический состав гранитоидов очень неоднородный. В среднем они характеризуются повышенной кремнеземистостью по сравнению с

гранитоидами всех рассмотренных выше формационных типов и наиболее низкими содержаниями CaO (меньше 2 %); очень слабой окисленностью железа ($Fe_2O_3 < 1\%$, в то время как $FeO \gg 2$). Сумма $Na_2O + K_2O > 8\%$, несколько преобладает K_2O . Глиноземистость умеренная и лишь в некоторых разностях несколько повышенная.

Элементы-примеси тоже распределены очень неравномерно, в зависимости от состава пород и условий их кристаллизации. В среднем граниты характеризуются относительно невысоким содержанием элементов группы Fe, хотя, например, Cr в некоторых разностях очень много (до 500 г/т). Содержания Sr довольно низкое (170 г/т), пример-



Р и с. 11. Корреляционные связи между элементами в гранитах житомирского (а) и кировоградского (б) комплексов. Условные обозначения см. на рис. 2

но столько же Rb. Несколько повышено в гранитах содержание Li (40 г/т), Cu (64), La (85) и Ce (141 г/т).

Корреляционные связи между элементами в гранитоидах формации сравнительно слабые и непостоянные (рис. 11). Наиболее характерны положительная связь V с Ce и La, а также с Ba и Sr и отрицательная — Na с K и Rb.

Геохимически граниты рассматриваемой формации почти идентичны фанерозойским палингенным гранитам известково-щелочного ряда.

Формация регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов

Характерная особенность этой формации — приуроченность к блокам более ранней консолидации, в определенном смысле ее можно рассматривать как формацию зон протоактивизации фундамента.

На Балтийском щите ее аналогом является селецкая мигматит-гранитовая формация в Западной Карелии [300], где селецкие структуры наложились на более древнее ребольское основание [186]. Породы селецкой формации образуют линейные зоны мигматит-гранитов и мигматитов, купольные структуры, а также массивы порфиробластических гранито- и гранодиорито-гнейсов. Встречаются также небольшие массивы однородных лейкократовых гранитов магматического происхождения. В Юго-Западной Карелии [75] они приурочены к ядрам антиклинальных структур, крылья которых сложены плагиогранитоидами и мигматитами, со структурным несогласием между ними. В Восточно-Карельской зоне Карелид [408] небольшие массивы плагиоклаз-микроклиновых гранитов приурочены к тектоническим контактам разновозрастных толщ. К этой же формации, очевидно, относятся граниты Отанмяки и Ханкомьяки Центральной Финляндии возрастом 2050 млн лет [472].

Регрессивные плагиоклаз-микроклиновые граниты по сравнению с прогрессивными развиты более широко. Это объясняется, по-видимому, более интенсивным воздействием восходящих флюидно-тепловых потоков на более теплопроводные кристаллические породы фундамента, перекрытые теплоизоляционными осадочно-вулканогенными толщами, создающими эффект "теплового экрана" [455] и "тепловой рефракции" [31]. Определяющую роль при этом играла дизъюнктивная тектоника, способствующая снятию направленного давления и проникновению глубинных теплоносителей. При пересечении разнонаправленных структур и сложении двух или нескольких массотепловых потоков создавались благоприятные условия для мобилизации крупных очагов гранитной магмы и роста куполов. Существенное влияние при этом оказало парциальное давление летучих, способствующее выплавлению гранитной магмы с примерно равным содержанием натрия и калия. Основная масса магматических расплавов кристаллизовалась почти на месте зарождения, образуя обширные автохтонные плутоны и мигматитовые поля, но какая-то часть расплавов могла перемещаться и на более высокие уровни, формируя инъекционные мигматиты и аллохтонные массивы в синхронных вулканогенно-осадочных толщах.

Формация регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов на Украинском щите представлена уманским, салтычанским, demuриным и мокромосковским комплексами. Два первых комплекса раннепротерозойские (2200—2000 млн лет), demuринский и мокромосковский относятся к позднему архею (3000—2800 млн лет).

Уманский комплекс включает в себя порфиробластические и равнозернистые биотитовые, а также лейкократовые аплитовидные и аплит-пегматоидные граниты (и мигматиты), развитые в Росинско-Тикичском районе и слагающие ряд крупных и более мелких массивов: Уманский (больше 1600 км²), Богуславский (400), Ставищенский (200), Хмелевский (200), Юрпольский (70), Антоновский и др.

И.Б.Щербаков разделяет их на четыре самостоятельных комплекса (уманский, росинский, богуславский и ставищенский) на основании несколько разного строения массивов и их взаимоотношений с вмещающими породами, а также несущественных различий в составе самих гранитов. Так, например, росинские граниты почти не образуют крупных обособленных массивов, они ассоциируют с теньевыми и послонными мигматитами, развитыми по породам росинско-тикичской серии и архейского звенигородского комплекса. Стивищенские граниты слагают серию сравнительно небольших массивов в зоне перехода от крупного Уманского массива на юге к полю росинских мигматитов на севере. Богуславскими гранитами сложен самостоятельный массив, который по строению принципиально не отличается от Уманского, но имеет меньшие размеры.

Наиболее крупный Уманский массив [425] несколько удлинен в субмеридиональном направлении (длина 70, ширина — 30 км). Примерно такую же, с уклоном до северо-западной, ориентировку имеют директивные структуры внутри массива, останцы и ксенолиты метаморфических пород росинско-тикичской серии, оси геофизических аномалий. Переходы к вмещающим породам нечеткие, через зоны мигматитов; на юго-западе уманские граниты постепенно переходят в гранитоиды гайсинского комплекса (собиты), перемежаясь с ними. Массив имеет асимметрично-зональное строение: его южная часть сложена порфиروبластическими гранитами, которые севернее сменяются серыми, затем розовыми равномернозернистыми и аплитовидными гранитами, постепенно переходящими в мигматиты. В Богуславском массиве наблюдается незакономерное чередование крупно- и мелкопорфиروبластических разностей при преобладании последних. В ряде массивов (Юрпольский, Антоновский и др.) внутренние участки сложены равномернозернистыми, а периферические — лейкократовыми розовыми аплитовидными гранитами.

Салтычанский комплекс [393], представленный серыми и розовыми равномернозернистыми биотитовыми гранитами с ортитом, развит в Приазовском районе. Эти граниты образуют несколько небольших (до 2 км²) штокообразных тел среди гнейсов и мигматитов западноприазовской серии и диоритов обиточненского комплекса с четкими интрузивными контактами. Граниты вмещают ксенолиты мигматитов, амфиболитов и диоритов угловатой формы, размером от 3—4 до 10 м и секутся пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Мокромосковский комплекс [88] серых биотитовых гранитов выделен в Среднеприднепровском районе, где пока известен только один массив (Мокромосковский), сложенный гранитами этого типа, хотя на закрытых площадях вероятно более широкое их развитие. Мокромосковский массив (до 400 км²) имеет неправильную слегка удлиненную в северо-северо-восточном направлении форму и явно активные контакты с вмещающей гнейсово-мигматитовой толщей; ди-

рективные структуры внутри массива такой же ориентировки. Центральные участки его сложены светло-серыми нечетко порфиroidными гранитами, которые прорываются жилами более меланократовых мелкозернистых темно-серых гранитов. В зоне западного эндоконтакта развиты серовато-розовые мелкозернистые граниты, постепенно сменяющие светло-серые среднезернистые и вмещающие их в виде отдельных расплывчатых "пятен". Восточная часть массива сложена серыми двуслюдяными гранитами. Все эти различия секутся довольно крупными жилами белых или розовато-белых лейкократовых мусковитсодержащих пегматоидных гранитов и пегматитов.

Если в состав уманского комплекса входят автохтонные и аллохтонные образования (при некотором преобладании первых), а салтычанский и мокромосковский комплексы имеют явно аллохтонное залегание, то для демуринского комплекса, развитого тоже в Среднеприднепровском районе, характерна определено автохтонная форма залегания. В составе этого комплекса преобладают порфиroidные биотитовые и роговообманко-биотитовые граниты и гранодиориты, а также гнейсо-граниты и полосчатые мигматиты при подчиненной роли жильных мелкозернистых биотитовых и аплит-пегматоидных гранитов, аплитов и пегматитов.

Наиболее крупные массивы гранитов демуринского комплекса приурочены к ядерным участкам огромных куполовидных структур: Саксаганской, Демуринской, Запорожской, Пятихатской и др. Большинство массивов характеризуется неоднородным строением и не имеет четких границ. Один из наиболее крупных Кудашевский массив (400 км²) приурочен к Демуринскому глыбово-куполовидному поднятию. С трех сторон он окаймляется зеленокаменными породами конкско-верховцевской серии, хотя отчетливо секущих контактов нигде не установлено. Это дополнительное доказательство его автохтонного залегания, так как более молодой возраст гранитов по отношению к зеленокаменным толщам является бесспорным. На юге демуринские граниты постепенно сменяются плагиомигматитами с реликтами пород аульской серии. Внутреннее строение массива неоднородно-полосчатое за счет чередования преобладающих порфиroidных биотитовых гранитов с роговообманко-биотитовыми гранодиоритами; переходы между ними постепенные. Подчиненно развиты жильные массивные среднезернистые биотитовые граниты, а также аплиты и аплит-пегматоидные граниты. Для массива характерны метасоматические эпидозиты, альбититы и своеобразные роговообманко-полевошпатовые породы с повышенным содержанием бария, названные Н.П.Семеновко [307] базавлукитами, приуроченные к зонам катаклаза и милонитизации. Наиболее поздние образования — кварцевые жилы. Останцы более древних пород представлены окварцованными и эпидотизированными амфиболитами, тоналитами и кварцевыми диоритами.

Несколько особую группу в составе демуринского комплекса представляют гранито-гнейсы с равномерной и полосчатой текстурой, а также тонко- и грубополосчатые мигматиты, не образующие обособленных массивов, а приуроченные к тектонически активным зонам и слагающие довольно обширные поля неоднородного строения. Эти породы являются продуктами начальных этапов преобразования древнего субстрата в условиях ремобилизации, в то время как типичные демуринские граниты представляют уже более позднюю стадию этого процесса. На последующих этапах могли появляться довольно крупные очаги гранитной магмы, которые, внедряясь в более высокие горизонты, приводили к формированию небольших массивов типа Салтычанского в Приазовье, или более крупных — типа Мокромосковского.

Несмотря на довольно большое разнообразие структурно-текстурных разновидностей пород в характеризуемой формации, в минералогическом и химическом отношении все они очень сходны. Плагиоклаз во всех разновидностях гранитов представлен олигоклазом № 10–28 и лишь в гранито-гнейсах и субстрате мигматитов встречается андезин; несколько более однородный и кислый состав плагиоклаза (№ 10–15) в перемещенных гранитах формации (мокрмосковский и салтычанский комплексы, антоновские граниты уманского комплекса и др.).

ЩПШ представлен четко решетчатым микроклином с клеточной или шахматно-клеточной, а местами зональной двойниковой решеткой высокой степени совершенства. Пертитовые вростки линзо- и дисковидные, пламенные, игольчатые, содержание их невысокое (до 5–10 %). Наряду с пертитами распада отмечаются грубые лейстовидные пертиты замещения. Характерна очень высокая степень рентгеновской триклинности (0,98–1,0). ЩПШ из всех гранитов рассматриваемой формации имеют очень низкую природную (10–400 усл. ед.) и умеренную рентгеновскую (1000–3100) термолюминесценцию при весьма характерной двух- или трехпиковой кривой термовысвечивания [410].

По составу ЩПШ из регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов четко делятся на несколько групп (подробно это рассмотрено в главе, посвященной порообразующим минералам), представляющих разные структурно-генетические типы гранитов. Характерно увеличение содержания в ЩПШ альбитового компонента по мере перехода от ремобилизованного субстрата к автохтонным гранитам, а затем к метасоматически измененным их разновидностям. ЩПШ из аллохтонных гранитов довольно однообразен по составу при невысоком (до 10 %) содержании альбита.

В отличие от ЩПШ состав биотита в породах рассматриваемой формации более разнообразен. Железистость его меняется в очень широких пределах (46–75 %) при крайне неравномерной степени окисленности железа ($f_0 = 1–43$). Очень разнообразны они и по глиноземистости ($a_l = 13–39$; $a_{Si} = 31–37$; $a_{V1} = 0–33$); содержание TiO_2 в общем невысокое (1–3 %). Все это свидетельствует о широком диапазоне

изменения кислотности — щелочности среды и особенно окислительного потенциала при формировании рассматриваемых гранитоидов. Так, например, мокромосковские граниты кристаллизовались в условиях очень низкого окислительного потенциала и умеренной щелочности, демуринские граниты и особенно вишневецкие гранито-гнейсы — в условиях несколько повышенной активности кислорода и при более разнообразном кислотно-щелочном режиме, уманские и салтычанские граниты — в очень широком диапазоне изменения окислительного потенциала при умеренном потенциале K_2O .

В регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитах значительно расширяется спектр акцессорных минералов: ведущие — циркон, апатит, магнетит, сфен, монацит, ортит, ильменит, пирит; менее распространены — рутил, торит, уранинит, флюорит, молибденит, галенит, сфалерит, пирротин, перовскит, касситерит.

Циркон представлен несколькими генерациями: более ранний бесцветный или розоватый часто образует ядра в позднем полупрозрачном буром. Преобладают формы "цирконового" типа с преимущественным развитием призмы {110} и комбинации дипирамид {111} с более интенсивно развитой {311}. Отношение Zr/Hf меняется от 38 до 45, будучи более высоким в цирконах из гранитов, формировавшихся в условиях повышенной щелочности. Последние характеризуются повышенным содержанием всех элементов-примесей, в то время как в цирконах из обычных гранитов их меньше.

В регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитах еще выше поднимается среднее содержание кремнезема (до 71%), несколько увеличивается степень окисленности Fe и количество CaO. Содержание $K_2O + Na_2O$ высокое (более 7%), при незначительном преобладании K_2O .

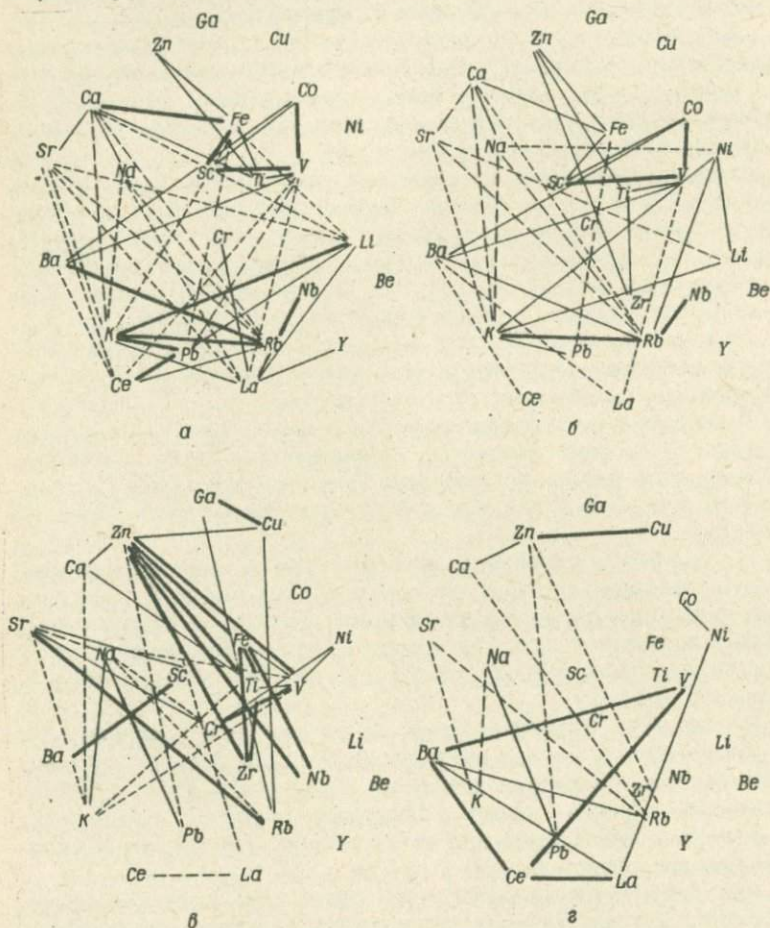
По содержанию элементов-примесей граниты данной формации, пожалуй, наиболее типичны для региона, так как почти для всех элементов в них отмечаются минимальные отклонения от средневзвешенных содержаний для гранитоидов Украинского щита. Только Pb в них несколько больше (27 г/т), а Li, Sc, Be — меньше (соответственно 19; 4 и 1 г/т).

По характеру корреляционных связей все четыре охарактеризованных комплекса заметно различаются (рис. 12). Больше сходство наблюдается у гранитов демуринского и уманского, а также мокромосковского и салтычанского комплексов (попарно); два первых представлены преимущественно автохтонными, а последние — аллохтонными разностями.

Для гранитоидов первой группы характерны ограниченные по количеству, но выдержанные положительные корреляционные связи между некоторыми элементами группы железа: Sc — V, Co — V, Sc — Fe, Sc — Co. Содержания K положительно коррелируются с Li, Rb и Pb и отрицательно — с Ca, Na и Sr; Rb положительно коррелируется

с K, Ba и Nb, отрицательно — со Sr, Na и Ca. Характерно также наличие отрицательной корреляции между Sr и Li, La и V и отсутствие корреляционных связей между La и Ce.

В гранитах второй группы корреляционные связи между элементами проявлены менее четко. Общие для них лишь положительная корреляционная связь между Ca, Zn и Cu и отрицательная — между Zn и Pb. В остальном мокромосковский и салтычанский комплексы довольно резко различаются. Так, например, если для первого характерна



Р и с. 12. Корреляционные связи между элементами в гранитах уманского (а), демуринского (б), салтычанского (в) и мокромосковского (г) комплексов. Условные обозначения см. на рис. 2

сильная положительная связь между La и Ce, то для второго — сильная отрицательная, а для пары Rb — Sr наоборот. В мокромосковских гранитах отчетливо проявлена положительная корреляционная связь между Ba, Ce и V, а в салтычанских — между Zr, Ga и Cu, Zr и Nb, Zr и Ti.

Формация лейкократовых существенно микроклиновых гранитов

Эта формация относится к концу чарнокит-гранитовой стадии формирования "гранито-гнейсового" слоя земной коры. Граниты данного типа тоже чрезвычайно широко распространены во всех регионах развития докембрия и характеризуются значительным разнообразием состава и структурно-геологического положения. Общее в них — повышенная лейкократовость, резкое преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом и приуроченность к завершающему этапу консолидации раннедокембрийских подвижных зон. Они образуют массивы разных размеров (до 300 км²), штокообразные, дайковые и жильные тела, чаще всего приуроченные к протяженным зонам разломов. Контакты с вмещающими породами обычно четкие, эруптивные, хотя контактовое воздействие незначительное.

Примерами проявления данной формации в других регионах могут служить позднеладожские (позднесвекофенские) микроклиновые граниты свекофеннид Финляндии [483] и Приладожья [296], существенно микроклиновые граниты карелид Карелии в массивах Нуорунен, Койгера, Карташи и др. [81], лискинский, сергеевский, алексеевский и другие комплексы Воронежского кристаллического массива [101], интрузивно-анатектические граниты IV этапа на Алданском щите [288] и многие другие.

Однородность состава рассматриваемых гранитов в пределах отдельных массивов, их анхикотектический состав свидетельствуют в пользу магматического происхождения [282]. Безусловно, это коровые образования, кристаллизовавшиеся из магм разных, но сравнительно неглубоких уровней зарождения при незначительном их перемещении. Среди них различаются продукты кристаллизации гранитных магм разной степени водонасыщенности. Сравнительно "сухие" расплавы возникали на больших глубинах при малом парциальном давлении воды в балансе общего давления и повышенных содержаниях HCl и HF; по зонам разломов они поднимались вверх и образовывали сравнительно крупные аллохтонные массивы. Более водонасыщенные богатые калием и кремнеземом магмы генерировались на уровне перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации и при незначительном перемещении привели к образованию субавтохтонных массивов или серий сближенных массивов с менее четко выраженными признаками

аллохтонности. И, наконец, наиболее водонасыщенные расплавы кристаллизовались почти на месте своего зарождения, образуя жильные тела и неправильные разной формы и размеров шпироподобные обособления.

На Украинском щите наиболее характерными представителями формации лейкократовых существенно микроклиновых гранитов являются токовский комплекс в Среднеприднепровском районе [255], анадольский комплекс в Приазовском [393] и подольский комплекс в Днестровско-Бугском [412]. Все они относятся к группе регрессивных гранитов, так как зарождались и кристаллизовались в блоках ранней стабилизации. Прогрессивные граниты этой формации массивов не образуют, а представлены исключительно жилами аплит-пегматоидов, довольно равномерно насыщающими супракрустальные гнейсо-мигматитовые толщи, накопленные в период прогибания подвижных зон.

Токовский комплекс [88] объединяет развитые в пределах Среднеприднепровского мегаблока существенно микроклиновые розовые нечетко порфиroidные граниты, образующие два довольно крупных массива (Токовский и Щербаковский) и множество мелких жилородных тел, обычно приуроченных к узлам сопряжения тектонических нарушений. Токовский массив (около 300 км²), представляет собой явно дискордантный плутон, залегающий в толще гнейсов и мигматитов аульской серии.

Центральная часть массива сложена преимущественно средне- и крупнозернистыми субщелочными порфиroidными гранитами, встречаются также сиениты; на периферических участках гранит напоминает обычные аплит-пегматоидные граниты. По ориентировке биотитовых чешуек и вкрапленников микроклина улавливаются признаки флюидальности, ориентированной параллельно контактовым плоскостям массива. Этой же ориентировке подчинены удлиненные тела гранитов разного состава, местами с концентрически-зональным строением. Массив разбит системой нарушений с проявлением вдоль них метасоматической переработки (альбитизация, эпидотизация и др.). Щербаковский массив (до 50 км²) не обнажен и его строение изучено слабо.

Граниты анадольского комплекса образуют дискордантный массив примерно такого же размера, как и Токовский (300 км²) в ядерной части Кальчик-Кальмиусского антиклинория. В Западном Приазовье несколько небольших удлиненных массивов гранитов анадольского типа располагаются в осевой части Лозоватской антиклинали. Вмещающими породами являются гнейсы и мигматиты западноприазовской серии. Переходы между ними и гранитами постепенные; обычно увеличивается количество жильного материала в мигматитах до полного исчезновения гнейсового субстрата или возрастает число вкрапленников микроклина в порфиробластических гранито-гнейсах с одновременным увеличением количества ЩПШ в основной массе породы.

Для анадольских гранитов в целом характерна неоднородная полосчатая текстура, обусловленная, с одной стороны, наличием многочисленных реликтов вмещающих гнейсов, а с другой — чередованием гранитов среднезернистых с более лейкократовыми крупнозернистыми, пегматоидными. Реликты гнейсов часто прослеживаются в гранитах в виде цепочек и полос, ориентированных согласно простираению складчатых структур. Встречаются довольно крупные угловатые ксенолиты биотитизированного амфиболита, имеющие резкие контакты с вмещающими гранитами. В центральной части массива среди однородных гранитов с массивной текстурой наблюдаются округлые ксенолиты гнейсов и амфиболитов. Анадольские граниты, в свою очередь, секутся граносиенитами Кальмиусского массива и встречаются среди них в виде ксенолитов.

Содержание плагиоклаза в характеризуемых гранитах обычно не превышает 20–30 %, снижаясь иногда до 10 %, и лишь в отдельных разностях подымается до 40 %. Представлен он, как правило, двумя генерациями: первая (№ 16–25) образует таблитчатые зерна с четко выраженными двойниками, вторая (№ 5–14) слагает более мелкозернистые агрегаты и каемки вокруг первой.

ЩПШ представлен микроклином с несовершенной шахматно-клеточной и шахматно-сноповидной решеткой. Пертитовые вроски линзо- и дисковидные, среднего и крупного размера; количество их составляет 5–7 %. Вблизи включений и залеченных трещин наблюдаются пламенные пертиты. Рентгеновская триклинность — 0,84–0,98. Интенсивность природной термолюминесценции — 1650–3600, рентгеновской — 3700–6800 усл. ед. [410].

Состав ЩПШ преобладающей массы гранитов рассматриваемой формации довольно однородный при содержании 10–11 % альбитового компонента и 0,5–2,3 % — анортитового. В метасоматически измененных гранитах и пегматитах ЩПШ содержит до 17 % А6, а в некоторых разностях анадольских гранитов, подвергнутых влиянию интрузии щелочных гранитоидов — до 20–25 % А6.

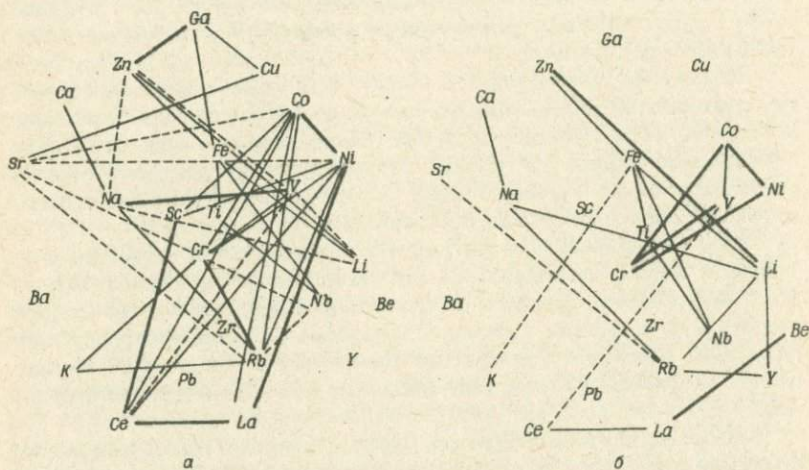
ЩПШ из лейкократовых существенно микроклиновых гранитов обогащены барием (до 2300 г/т); содержание других элементов — примесей (в г/т): Rb — 600–1100; Sr — 180–260; La — 30–35; Ce — 18–36; Li — 2,5–20; Cs — 1–2,5.

Биотит характеризуется невысокой железистостью, особенно в токовских гранитах, где она не выше 49 %. Глиноземистость в токовских гранитах пониженная, содержание титана невысокое, а степень окисленности железа несколько повышена.

Ассоциации акцессорных минералов в гранитах разных комплексов и даже массивов заметно различаются. Для токовских гранитов характерен ортит при ведущей роли апатита, сфена и циркона; в щербатовских гранитах появляются торит и флюорит; для анадольских — очень характерен монацит. Кроме того, почти постоянно отмечаются

магнетит, пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, анатаз, барит, флюорит. Циркон имеет невысокое отношение Zr/Hf (29–30); в цирконах из жильных гранитов и мигматитов оно повышается до 43–49. Содержание элементов-примесей в цирконах очень высокое (U — до 2400, Th — до 5000, Y — до 5000, Yb — 500–700 г/т).

Характерной особенностью химического состава гранитов этой формации является повышенное содержание $K_2O + Na_2O$ (более 8 %) при резком преобладании K_2O ; высокое среднее содержание SiO_2 (до 72 %), низкие титанистость, кальциевость и степень окисленности F_0 .



Р и с. 13. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах токовского (а) и анадольского (б) комплексов. Условные обозначения см. на рис. 2

По содержанию элементов-примесей граниты рассматриваемой формации заметно отличаются от самых типичных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и от среднего гранитоида Украинского щита. В них прежде всего повышены содержания Pb (39 г/т), Rb (229), Ba (1324), La (98) и Ce (151 г/т) и очень низкие — всех элементов группы Fe, а также Cu (26), Zn (34) и Li (19 г/т). Пожалуй, эта гранитоидная формация совместно с предыдущей формацией регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и составляют основную часть геохимического типа ультраметаморфических гранитоидов, по Л.В.Таусону [337], так как их геохимические характеристики в целом очень сходны.

По корреляционным связям между элементами (рис. 13) токовский и анадольский комплексы заметно различаются, хотя и относятся к одной формации. Общими для них являются отрицательные корреляционные связи между Sr и Rb, Ce и V, а также положительные

между Zn и Li; Nb с Ti и Fe; Na с Ca и Rb. В токовском комплексе корреляционные связи между элементами более разнообразные. Особенно выделяются положительные связи Sc — Ce, Ni — La, Na — V, Zn — Ga, Cr — Rb. Для анадольского комплекса характерны сильные положительные связи La с Be, а также между Co, Cr, Ni и V.

Формация субщелочных гранитоидов

Щелочные и субщелочные гранитоиды субплатформенного этапа или этапа стабилизации древних платформ кроме Украинского щита известны на Кольском п-ове и на Алданском щите. На Кольском п-ове (выделены под названием формации щелочных гранитов и сиенитов [87]) они слагают ряд крупных массивов общей площадью более 3000 км² в центральной части региона, а также серию мелких трещинных интрузий на западе его. В структурном отношении они приурочены к зонам сочленения Кейвской грабен-синклинали с Мурманским блоком и Центрально-Кольским антиклинорием. В этих зонах интенсивно проявлены разрывная тектоника, дислокационный метаморфизм и щелочной метасоматоз. Сам щелочной комплекс некоторые исследователи тоже рассматривают как метасоматический, хотя большинство геологов считают его межформационными пластообразными интрузиями, лакколитами и штоками, внедренными в напряженной тектонической обстановке и значительно переработанными совместно с вмещающими породами кремнещелочным метасоматозом [15]. На Алданском щите к данной формации относится вулканический субвулканический комплекс [125], представленный серией массивов в зоне сочленения щита со складчатым обрамлением (Становик — Джугджур).

Формация субщелочных гранитоидов Украинского щита (или формация граносиенитов [88] — преобладающей разновидности пород) представлена восточноприазовским комплексом в Приазовье, малотерсянским в зоне сочленения Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков и проскуровским в Приднестровье. Наиболее полно изучен пока восточноприазовский комплекс, а по двум последним, вскрытым лишь буровыми скважинами, имеются ограниченные сведения.

Группа кислых пород повышенной щелочности, относящихся к восточноприазовскому комплексу, объединяет сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты и граниты, образующие четыре довольно крупных (250—500 км²) массива: Кальмиусский, Южно-Кальчикский, Еланчикский и Октябрьский. Массивы приурочены к Кальчик-Кальмиусскому антиклинорному блоку, первоначально сложенному архейскими породами западноприазовской серии и прорываемыми их интрузивными образованиями архейского и раннепротерозойского возраста. Общая площадь распространения пород рассматриваемой формации

составляет около 2000 км² или 2,4 % площади развития гранитоидов на Украинском щите.

Взаимоотношения массивов с рамой дискордантные; при совпадении плоскостных и линейных текстур в интрузии и раме контакты их прямолинейные, а при поперечной ориентировке наблюдаются многочисленные апофизы сиенитов и граносиенитов во вмещающие гнейсы, а в самой интрузии — обильные ксенолиты последних. Форма ксенолитов вблизи контактов угловатая, а на удалении — овальная, линзовидная, размеры — от сантиметров до нескольких метров. Внутреннее строение массивов зональное, обусловленное преимущественной приуроченностью оливин-пироксеновых монцонитов и сиенитов к краевым частям, а граносиенитов и гранитов — к внутренним частям массивов. От периферии к центру массивов увеличивается крупность зерен; в породах эндоконтактов отчетливо выражена трахитоидность, обусловленная субидiomорфными выделениями калиевого полевого шпата и имеющая вертикальную ориентировку, параллельную контактовым плоскостям.

Возраст граносиенитов восточноприазовского комплекса по данным калиево-аргонового и урано-ториево-свинцового методов — 1850–1650 млн лет [419]. В составе комплекса преобладают пироксеновые, оливин-пироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые сиениты и граносиениты. В Октябрьском массиве существенная роль принадлежит щелочным и щелочно-ультраосновным породам [97]. Подчиненно развиты порфирировидные роговообманковые и биотит-роговообманковые граниты (каранские, дубовские, дмитриевские). Второстепенными членами формации являются габбро-сиениты, монцониты, сиенит-аплиты и пегматиты. Детальная петрографическая характеристика всех типов пород приведена в ряде работ [1, 105]; мы отметим лишь наиболее характерные особенности важнейших породообразующих и некоторых акцессорных минералов.

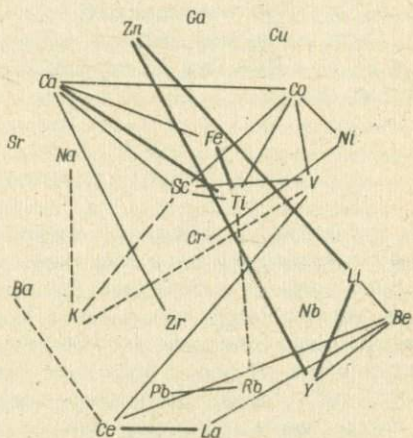
Плагиоклаз меняется по составу от альбит-олигоклаза (№ 5–10) до андезина. Последний более характерен для граносиенитов, в то время как в бескварцевых обогащенных темноцветными минералами сиенитах он обычно кислее.

ЩПШ представлен несколькими разновидностями: соответствующий главной фазе кристаллизации существенно моноклинный ортоклаз состава $Or_{76.9} Ab_{23.1}$; более низкотемпературный микроклин со сплошной сноповидной двойниковой решеткой, игольчатыми и толстостолбчатыми пертитовыми вростками, а также крипто- и микропертитами, его состав $Or_{77} Ab_{22} An_1$; метасоматически измененный ЩПШ с повышенным до 35 % и больше содержанием альбитового компонента (максимальный микроклин). Природная термолюминесценция этих ЩПШ 2700–3600, рентгеновская — до 7000–13000 усл. ед. Элементы-примеси (в г/т): Ba — 2500–4800; Rb — 260–610; Sr — до 450; La — 20–50; Ce — 15–40; Li — 4–8; Cs — 0,5–1.

Все темноцветные минералы характеризуются повышенной железистостью (в %): оливин — до 96; роговая обманка — 83–95; моноклинный пироксен — 84–92; ромбический пироксен — 45–67; биотит — 58–92. Кроме обыкновенной роговой обманки очень распространен в граносиенитах и сиенитах гастингсит-феррогастингсит, железистость которого достигает 88 %. Биотитам из сиенитов и граносиенитов свойственны повышенная агапайность и пониженная глиноземистость, свидетельствующие о высокощелочной среде кристаллизации. Более высокой глиноземистостью ($a_l = 22-25$; $a_{Si} = 32-33$; $a_{VI} = 7-11$) характеризуются биотиты из гранитов (дубовских и особенно каранских); они образовались в условиях низкого химического потенциала K_2O и несколько более высокого окислительного потенциала. Содержание TiO_2 в биотитах 2,4–3,5 %.

Среди акцессорных минералов в сиенитах и граносиенитах преобладают ильменит, циркон и апатит, в гранитах — магнетит и титаномагнетит; широко распространены также сфен, флюорит, чевкинит, пироклор, рутил, циртолит, встречаются ортит и монацит. Для циркона характерна весьма упрошенная форма кристаллов с сочетанием призматической (110) и пирамидальной (111) граней; вторая призматическая грань (100)

наблюдается лишь как редкое дополнение. Угнетены и грани острой пирамиды, которые встречаются лишь спорадически. Такая форма акцессорного циркона типична для субплатформенных гранитоидов Украинского щита и, по данным В.В.Ляховича [215], вообще характерна для калиевых гранитов. Удлинение циркона уменьшается при переходе от равномернозернистых к пегматоидным разновидностям гранитоидов. Содержание элементов-примесей в нем возрастает по мере перехода от гранитов к граносиенитам и сиенитам. Дубовские граниты, формировавшиеся в условиях низкой щелочности, содержат циркон с крайне незначительным содержанием тория (60 г/т), несколько больше в нем U (270 г/т) и Pb (150 г/т), более всего Y (1760 г/т); отношение $Zr/Hf = 46$. Несколько выше содержание всех этих элементов в цирконе из каранского гранита, при этом отношение Zr/Hf снижается до 40. В граносиенитах это отношение самое низкое (35–38); Y до 2600 г/т.



Р и с. 14. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах восточноприазовского комплекса. Условные обозначения см. на рис. 2

Суммарное содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в гранитоидах характеризуемой формации превышает 9 %, причем Na_2O и K_2O находятся примерно в одинаковом соотношении. По количеству кремнезема породы формации образуют непрерывный ряд от средних к кислым разновидностям.

Субщелочные гранитоиды восточноприазовского комплекса характеризуются повышенными содержаниями Ba (1580 г/т), Zr (258) и Sc (10), пониженными — Co (3), Ni (5), Cu (26), Zn (43), Ga (12), Li (16), Nb (7), Y (14) и La (49 г/т). При некотором сходстве с фанерозойскими палингенными гранитоидами щелочного ряда [337] они отличаются значительно более низкими содержаниями Sr (194 по сравнению с 650 г/т), Zr (258–410), Li (16–27), Nb (7–22) и более высоким — Cr (26 по сравнению с 18 г/т).

Очень характерна сильная положительная корреляция между Zn, Y и Li, La с Ce и Ca с Ti, отрицательно коррелируются K со Sc и Ti с Rb (рис. 14).

Анортозит-рапакивигранитовая формация

Эта формация развита на всех щитах и в фундаменте многих плит. Она характерна для этапа стабилизации древних платформ, представлена анортозитами, габбро-анортозитами, габбро-норитами, рапакиви и рапакивиподобными гранитами, а также в подчиненном количестве монцонитами, сиенитами, разнообразными дайковыми и жильными образованиями. Породы формации слагают довольно крупные (до 10 000 км² и более) разобщенные массивы, имеющие резкие контакты с вмещающими породами. Они не несут признаков регионального метаморфизма и определенно являются послескладчатыми образованиями.

Наиболее известными районами развития анортозит-рапакивигранитовой формации являются Балтийский [59, 301, 6 и др.], Украинский [319, 268, 206] и Алданский [252] щиты, Прибалтика [41], Урал [119], Канада [487], Австралия [459], Индия [479], Индокитай [470] и др. В пределах Восточно-Европейской платформы массивы этой формации образуют весьма протяженный (больше 2000 км) пояс, проходящий в 200–400 км восточнее ее западного края от центральных районов Украины через Белоруссию, Прибалтику, Приладожье в Финляндию.

Образование глубинных разломов, к которым приурочены массивы формации, сопровождалось заложением троговых структур, в которых шло накопление верхнепротерозойских, а затем и палеозойских вулканогенно-осадочных толщ. В их структурной приуроченности мы улавливаем определенное наследование древнего структурного плана. По крайней мере на Украинском щите субплатформенные массивы анортозит-рапакивигранитовой и близкой к ней формации субщелоч-

ных гранитов приурочены к мегаблокам фундамента с наиболее поздним становлением зрелой континентальной коры (Приазовскому, Ингуло-Ингулецкому и Северо-Западному).

Генезис пород формации остается дискуссионным. Многие исследователи считают, что рапакиви и анортозиты слагают передвинутые в твердом состоянии на более высокий уровень блоки древнего фундамента, испытывавшие интенсивную ультраметаморфическую переработку [331]. Р.З.Левковский [195], И.Л.Личак [206] и другие геологи придерживаются мнения о метасоматическом образовании рапакиви, преобладающих в составе формации, вследствие постмагматического замещения предыдущих интрузий габбро-анортозитового состава. Автор придерживается позиции магматического происхождения преобладающей части пород формации. На границе коры и верхней мантии под влиянием глубинных тепловых потоков, в зонах несколько пониженных давлений зарождалась родоначальная основная магма. По зонам глубинных разломов она выводилась на более высокие уровни, образуя промежуточные очаги на глубинах 18–20 км. Здесь в спокойной тектонической обстановке протекали процессы дифференциации и фракционирования и, при возобновлении тектонических подвижек, магма выводилась порциями в верхние горизонты земной коры, на уровень кристаллизации, а местами даже достигала поверхности. Первой внедрялась и кристаллизовалась анортозитовая магма, затем — габбро-норитовая; последующее внедрение гранитной магмы происходило в четыре фазы с последовательной кристаллизацией крупно- и мелкоовидных рапакиви, рапакивиподобных гранитов и гранит-порфиоров. Причиной возникновения оvoidных структур явилось пульсационное изменение режима кислотности — щелочности минералообразующей среды.

Анортозит-рапакивигранитовая формация Украинского щита представлена двумя комплексами: коростенским и корсунь-новомиргородским, слагающими два плутона такого же названия. Примерно четвертую часть Коростенского плутона составляют массивы анортозитов, габбро-анортозитов и габбро-норитов: Володарск-Волинский (1250 км²), Чеповичский (830), Дубровский (60), Пинязевичский (40), Кривотинский (30), Ушомирский (15 км²). В плане они изометричны или неправильной формы, а по вертикали каждый из них, судя по геофизическим данным, имеет ограниченную мощность (0,3–3 км). Это субгоризонтальные плитовидные тела с круто падающими подводящими каналами дайковой формы, образующими прерывистые кольцевые контуры вокруг отдельных массивов или их групп [80]. Такие дайки сложены в основном мелкозернистыми габбро-норитами и приурочены к долгоживущим разломам глубокого заложения, по которым происходило последовательное внедрение дифференциатов магматического расплава.

Основная масса плутона, общая площадь которого около 12 000 км², представлена рапакиви и рапакивиподобными гранитами,

подстилающими и перекрывающими пластовые тела анортозитов, а точнее — заключающими их в виде различных по размерам останцов в теле крупной хонолитоподобной интрузии. Некоторые исследователи предполагают, что в теле плутона последовательно чередуются несколько субгоризонтальных плитообразных тел кислых и основных пород [322].

Коростенский плутон ограничивается кольцевой системой сбросов, часть из которых располагается уже за его пределами, во вмещающих породах; система сбросов центрирована относительно Чеповичского габбро-анортозитового массива, предположительно располагающегося над эпицентром глубинного магматического очага. В некоторых случаях по геофизическим данным фиксируется пологое налегание гранитов на вмещающие породы с падением контактовой плоскости под углом до 30° в сторону плутона.

Вмещающими для Коростенского плутона являются интенсивно дислоцированные метаморфические породы раннего протерозоя (тетевская и, возможно, бугская серии), прорванные гранитами житомирского комплекса, а также полого залегающие субплатформенные сланцы и кварцито-песчаники пугачевской серии (средний протерозой). На контакте основных пород с гнейсо-мигматитовой толщей нередко образуется зона шириной 3—5 м, представленная мигматитоподобной смесью рассланцованных мелкозернистых габбро-норитов и гнейсов. Контакты гранитов с гнейсами и мигматитами резкие, явно интрузивного характера. В зоне экзоконтакта наблюдаются апофизы рапакиви-подобных гранитов, окварцевание, микроклинизация и альбитизация в полосе шириной до 50—85 м. Отмечаются признаки ороговикования вмещающих пород; более отчетливо этот процесс проявлен в толще пугачевских сланцев и кварцито-песчаников, сохранившихся в виде довольно крупных (до $0,5-1,5 \text{ км}^2$) останцов и многочисленных ксенолитов. Основные породы плутона на контакте с гранитами преобразованы в габбро-монцониты, монцониты и кварцевые монцониты; сами граниты подвергались контаминации с образованием сиенитов, кварцевых сиенитов и контаминированных гранитов.

Преобладающими породами коростенского комплекса являются розовые и зеленовато-серые роговообманко-биотитовые и биотитовые рапакиви-подобные граниты, известные под названием коростенских, росоховских, малинских, норинских, степановских и др. Они характеризуются своеобразной порфиroidной структурой с пойкилитовыми и микропегматитовыми вростками кварца в полевошпатовом шпате (так называемые гранофировые граниты). Овоиды мелкие, часто имеют зональное строение. Среди рапакиви-подобных гранитов по составу и структуре различаются роговообманко-биотитовые овоидные и безовоидные, а также преимущественно биотитовые гранофировые разновидности.

Собственно граниты рапакиви в пределах Коростенского плутона развиты ограниченно, слагают небольшие участки среди рапакиви-подоб-

ных гранитов или приурочены к зонам контактов последних с вмещающей гнейсо-мигматитовой толщей либо основными породами плутона. Рапакиви Коростенского плутона по сравнению с корсунь-новомиргородскими и особенно выборгскими менее типичны, овоиды в них менее четкие, их меньше и обычно они небольших размеров даже в более крупновоидных разностях. По наличию разных темноцветных минералов среди них выделяются биотитовые, биотит-роговообманковые, пироксен- и оливинсодержащие разности.

В отдельные группы выделяются крупнозернистые безовоидные биотитовые так называемые рихтинские граниты, а также мелкозернистые тоже биотитовые пугачевские или остривские граниты, образующие жилы в основных породах, жилы и местами округлые ксенолитоподобные обособления в гранитах рапакиви. В северной части плутона довольно широко развиты биотитовые гранит-порфиры, образующие многочисленные дайки и штоки среди рапакивиподобных гранитов, а иногда среди гнейсов и мигматитов. С завершающими фазами становления плутона связаны также многочисленные дайки габбро-долеритов, долеритовых порфиритов, андезит-базальтов, кварцевых порфиров и микрогранитов, хотя есть мнение о их значительно более позднем формировании и отсутствии прямой связи с коростенским комплексом [51].

Характерной особенностью коростенского комплекса является приуроченность к нему камерных пегматитов. Большинство пегматитовых жил расположено на западном контакте Володарск-Вольнского массива габбро-анортозитов с рапакивиподобными гранитами [187]; генетически они, вероятнее всего, связаны с так называемыми лезниковскими гранитами, представляющими заключительную фазу гранитной интрузии.

Корсунь-Новомиргородский плутон по сравнению с Коростенским значительно меньше (до 6 000 км²). В нем преобладают типичные рапакиви; в центральной части плутона они преимущественно крупновоидные, а к периферии сменяются средне-, мелко- и безовоидными; переходы между разными типами гранитов постепенные. К контактам гранитов с анортозитами приурочены тела монзонитов [297].

Возраст гранитов коростенского комплекса, определенный изохронным свинцово-свинцовым и урано-свинцовым методами по циркону — 1895—1820 млн лет; корсунь-новомиргородские граниты несколько моложе (1770—1720 млн лет). Таким образом, отчетливо проявляется смещение во времени не только начальных этапов заложения подвижных зон в эволюционном развитии Украинского и других щитов [417], но и периода стабилизации фундамента Восточно-Европейской, а также, очевидно, и других платформ; причем, это смещение устанавливается даже на незначительных расстояниях, в пределах разных блоков одного и того же региона.

Плагиоклаз в типичных рапакиви обычно имеет зональное строение: в центре андезин (№ 32—40); по периферии — олигоклаз (№ 15—27). Олигоклаз образует также сплошную или прерывистую каемку вокруг порфиридных выделений ЩПШ. Некоторые овоиды имеют сложное строение с одной или несколькими внутренними сплошными или прерывистыми каемками олигоклаза [206].

ЩПШ в гранитоидах аноксидит-рапакивигранитовой формации весьма разнообразны по составу и структуре. В типичных рапакиви чаще всего они представлены промежуточным ортоклазом и максимальным микроклином, в рапакивиподобных гранитах — промежуточным микроклином, а в лезниковских, устиновских, емельяновских и искренских гранитах — максимальным микроклином. Для последнего характерна совершенная двойниковая решетка сплошного развития, в лезниковских гранитах широко распространены ЩПШ с простым двойникованием. Для преобладающей массы рапакиви и рапакивиподобных гранитов двойниковая решетка не характерна; лишь в малинских и росоховских гранитах на небольших участках развита несовершенная решетка сноповидного или клеточного типа [410]. Пертиты в ЩПШ неориентированные, несовершенные, ветвистые, шнуровидные и пятнисто-ветвистые, в корсунь-новомиргородских рапакиви встречаются небольшие среднесовершенные линзовидные пертиты, содержание пертитовых вростков до 30—40 %.

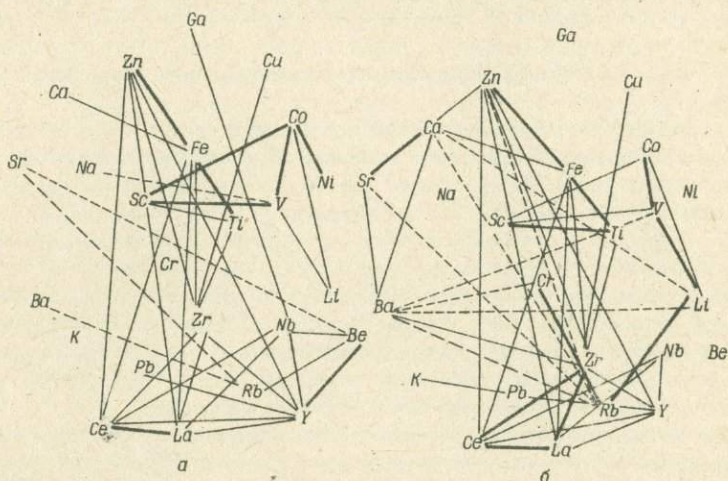
ЩПШ из рапакиви имеет довольно низкие термолюминесцентные характеристики: природная термолюминесценция — 60—1150 усл. ед., рентгеновская — 730—4000; для ЩПШ из рапакивиподобных гранитов эти значения еще ниже (соответственно 6—470 и 10—1650) и самые низкие — в ЩПШ из лейкократовых гранитов и гранит-порфиров (20—300 и 100—1400) [410].

Биотит бурый или зеленовато-бурый, почти непрозрачный, с очень высокой железистостью (65—99) и широко изменяющейся глиноземистостью ($a_l = 19—27$; $a_{Si} = 26—36$; $a_{VI} = 0—27$). Самые низкие глиноземистость и содержание алюминия в шестерной координации в биотитах из рапакиви; они кристаллизовались в восстановительных условиях при повышенном химическом потенциале K_2O . Большей глиноземистостью характеризуются биотиты из рапакивиподобных гранитов, еще большей — из безовоидных биотитовых гранитов и самой высокой — из лезниковских и пугачевских гранитов, хотя последние резко отличаются и пониженной железистостью. Пугачевские граниты определенно значительно более высокотемпературные по сравнению с лезниковскими и кристаллизовались из сухой магмы примерно при одинаковых μK_2O и μO_2 .

Характерная особенность рапакиви — наличие в них высокожелезистого оливина ($f = 93—94$ %), зеленой роговой обманки ($f = 82—95$ %) и бесцветного амфибола грюнеритового типа, названного В.И.Луцицким киевитом.

Наиболее распространенные акцессорные минералы в гранитах описываемой формации — циркон, флюорит, апатит, ортит, ильменит, менее характерен магнетит; в лезниковских гранитах встречаются циннвальдит, топаз, касситерит. Содержание циркона в некоторых разновидностях гранитов достигает 600–700 г/т. Преобладает бледно-розовый циркон с характерными призматически-дипирамидальными формами, образованными гранями (110) и (111) ("цирконовый" тип).

Цирконы из разных пород формации резко различаются по содержанию элементов-примесей. В цирконах из рапакиви оно невысокое (U — 290 г/т; Th — 200; Y — 1750; Yb — 370), отношение Zr/Hf = 39.



Р и с. 15. Корреляционные связи между элементами в гранитоидах коростенского (а) и курсунь-новомиргородского (б) комплексов. Условные обозначения см. на рис. 2

Заметно выше эти содержания в цирконах из рапакиви-подобных гранитов (U — до 1700 г/т; Th — до 1200; Y — до 6000; Yb — до 930), отношение Zr/Hf = 40–44. Обогащены примесями цирконы из ястребецких сиенитов (U — 700–900 г/т; Th — 900–1200; Y — больше 8000, Yb — 1200–1900); отношение Zr/Hf = 66–74.

При повышенной щелочности с преобладанием калия над натрием гранитоиды анортозит-рапакиви-гранитовой формации характеризуются относительно невысокой кремнеземистостью и очень низкой глиноземистостью.

В гранитах анортозит-рапакиви-гранитовой формации заметно повышены концентрации гранитофильных и понижены гранитобных элементов. Средневзвешенные содержания для формации (в г/т): Sc — 5, V — 6, Cr — 12, Co — 1, Ni — 3, Cu — 47, Zn — 73, Pb — 28, Ga —

16, Li — 37, Rb — 202, Sr — 78, Ba — 1083, Zr — 383, Nb — 27, Y — 45, La — 96, Ce — 162, Be — 3,3.

Характерны корреляционные связи между элементами в гранитоидах этой формации, заметно выделяющие ее среди других (рис. 15). Прежде всего в этих гранитоидах наиболее сильно проявлены положительные корреляционные связи между гранитофильными элементами, а также Zn с ними. Особенно отчетлива положительная корреляция Zr с Ce, La и Y и Nb с этими же элементами. Содержание Zr положительно коррелируются также с Fe, Ti, Zn и Cu; Zn — с La и Ce; Li — с V и Co. Характерна также отрицательная корреляция Rb со Sr и Ba.

Формация редкометалльных лейкократовых гранитов

Формация редкометалльных лейкократовых гранитов характерна главным образом для фанерозоя и максимально развивалась начиная с пермо-триаса [149]. Большинство известных интрузий этих гранитов располагаются либо в областях завершенной складчатости, либо в пределах платформ и срединных массивов. Обычно они связаны с тектоно-магматической активизацией древних структур под влиянием развития соседних более молодых геосинклиналей, или с процессами автономной активизации [409]. Таким образом, становление этой формации происходило уже на стадии существования зрелой земной коры континентального типа с мощным "гранитным" слоем. На Украинском щите это связано с платформенным этапом его развития.

Районами наиболее широкого распространения редкометалльных лейкократовых гранитов в нашей стране являются Северо-Восток и Дальний Восток, Центральный Казахстан и Восточное Забайкалье [38, 150]. За границей они известны в Монголии, Бирме, Таиланде, Малайзии, Индонезии, Рудных горах ЧССР и ГДР, Центральном французском массиве, Западной Африке [499].

Ведущий признак этой формации — ассоциация слюдосодержащих альбитизированных гранитов и альбититов с редкометалльной минерализацией (Ta, Nb, Zr), а также грейзеновых образований. Они представляют собой продукты кристаллизации и последующей интенсивной метасоматической переработки коровых анатектических магм, насыщенных летучими и связанными с ними редкими элементами. Это могут быть самостоятельные очаги, либо же самые поздние дифференциаты крупных абиссальных очагов палингенных гранитных магм известково-щелочного ряда, передвинутые на гипабиссальный уровень [337]. Характерны интенсивная эманационная дифференциация и последующий метасоматоз. Появление магматических очагов стимулировалось глубинными тепломассопотоками, которые, по-видимому, участвовали и в постмагматических преобразованиях гранитов.

На Украинском щите формация редкометалльных лейкократовых гранитов представлена каменномогильским и пержанским комплексами, локализованными на самых окраинах щита, в Приазовском и Северо-Западном районах. Розовые средне- и крупнозернистые неяснопорфировидные биотитовые, роговообманко- и мусковит-биотитовые граниты каменномогильского комплекса образуют три небольших (4,5–30 км²) массива, (Каменномогильский, Екатериновский и Стародубовский), приуроченные к участкам пересечения разноориентированных разломов на восточном крыле Мангушского синклинория. Массивы штокообразные, изометричные или слегка удлинённые в плане, с четкими интрузивными контактами; прорывают раннепротерозойскую гнейсо-мигматитовую толщу, а также кварцевые порфиры восточноприазовского граносиенитового комплекса. Внутреннее строение массивов зональное: центральные их участки сложены крупнозернистыми, неяснопорфировидными, часто пегматоидными гранитами, а внешние — более мелкозернистыми мусковитизированными и грейзенизированными разностями.

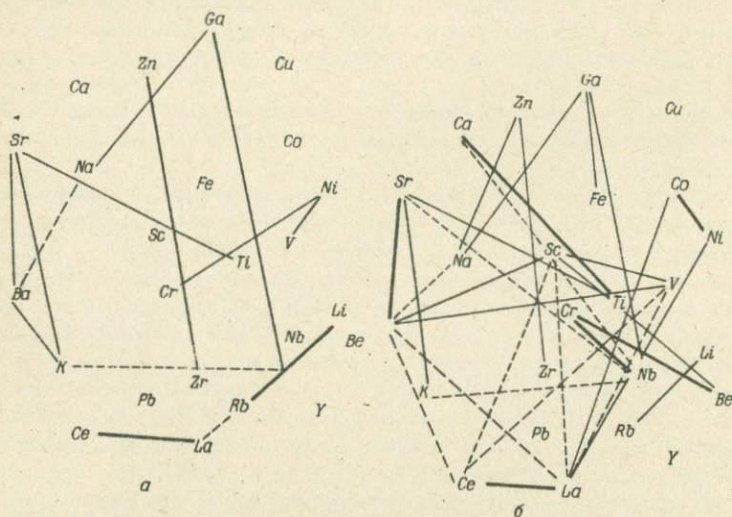
Пержанский комплекс представлен так называемыми пержанскими апогранитами — массивными или гнейсовидными от мелко- до крупнозернистыми, почти всегда порфировидными породами красноватого или серого цвета, в которых темноцветные компоненты обычно представлены биотитом, местами эгирином, рибекитом и арфведсонитом; подвержены интенсивной метасоматической переработке, с образованием альбититов, пертозитов, сиенитов, грейзенов и вторичных кварцитов. К жильной фации относятся гранит-порфиры, аплиты и мелкозернистые граниты. Некоторые исследователи представляют объем комплекса значительно шире, включая сюда метасоматически измененные в Сущано-Пержанской тектонической зоне отдельные гранитоиды коростенского и осницкого комплексов (хочинские, сырницкие, львовковские и др.) [72, 238].

Собственно пержанские граниты слагают массив площадью около 30 км², приуроченный к участку пересечения Сущано-Пержанской и Центральной тектонических зон. Контакты с вмещающими породами (габброидами, гранитоидами осницкого и коростенского комплексов, вулканитами клесовской серии), как правило, тектонические. Гнейсовидная и полосчатая текстура гранита обусловлена локализацией линзовидных участков и полос, обогащенных биотитом и кварцем. Метасоматиты образуют жилоподобные тела мощностью до 1–2 м среди разгнейсованных гранитов в центральной части массива.

Плагиоклаз в гранитах характеризуемой формации представлен альбитом и альбит-олигоклазом (№ 5–15). Микроклин с решетчатой структурой шахматно-пятнистого типа, развитой на отдельных участках, содержит до 5 %, а местами до 40 % пертитовых вростков пятнистого, пятнисто-ленточного и призматического облика; анортитового компонента в нем не больше 1 %, альбитового — от 18 до 35 %. Повы-

шенные содержания последнего связаны с проявлением щелочного метасоматоза. Рентгеновская триклинность 0,9–1. В этих полевых шпатах самая низкая из всех ЩПШ гранитоидов Украинского щита природная (3–185 усл. ед.) и рентгеновская (3–470 усл. ед.) термолюминесценция. Содержание элементов-примесей (в г/т): Rb – 1640–2550; Ba – 80–190; La – 25–30; Ce – 40–45; Sr до 15; Li – 1–10; Cs – 1–4.

Наиболее распространенная разновидность слюды – сидерофилит с железистостью 90–98 %, в роговообманковых разностях каменномогильских гранитов встречается лепидомелан, в измененных гранитах установлены литиевый сидерофилит, протолитионит и циннвальдит



Р и с. 16. Корреляционные связи между элементами в гранитах каменномогильского (а) и пержанского (б) комплексов.

Условные обозначения см. на рис. 2

[259]. В слюде повышено содержание Rb (до 2000 г/т). Граниты формации наиболее богаты акцессорными минералами, среди них установлены флюорит, топаз, ксенотим, циркон, циртолит, сфен, торит, апатит, монацит, касситерит, колумбит, вольфрамит, молибденит, оранжит, бастнезит, сфалерит, фенакит, гентгельвин, ганит, магнетит, ильменит и др.

По данным химического анализа эти граниты наиболее богаты кремнеземом, K_2O и Na_2O (при заметном преобладании K_2O над Na_2O). Характерны также повышенная железистость и обогащенность летучими и редкими элементами (в г/т): F – 4500; Li – 270; Rb – 715; Zr – 460; Nb – 130; Ta – 12; Sn – до 20; La – 160; Ce – 250; Ga – 27; Zn – 240; Pb – 60. В то же время в них резко понижены содержания элементов-примесей группы железа, а также Sr и Ba.

Рассматриваемые гранитоиды по своим геохимическим характеристикам занимают промежуточное положение между агпаитовыми и плюмазитовыми редкометалльными гранитами фанерозоя [337], будучи в целом все же более близкими к последним; особенно это касается гранитов каменномогильского комплекса, которые, судя по составу биотита и довольно интенсивному развитию грейзенизации, кристаллизовались в условиях повышенной кислотности. Для пержанских же гранитов характерен очень широкий диапазон изменения кислотности — щелочности, заключительные фазы этого комплекса формировались в условиях высокой щелочности, при которых кристаллизовались даже такие минералы, как эгирин, рибекит и арфведсонит. Тем не менее агпаитность этих пород в целом невысокая. С агпаитовыми редкометалльными гранитами их сближают лишь очень высокие содержания Zn и Nb, даже значительно превышающие количество этих элементов в типичных агпаитовых гранитах. Отличаются рассматриваемые редкометалльные граниты от фанерозойских более высокими содержаниями F, Pb, Li и Rb.

Корреляционные связи между элементами в гранитоидах данной формации проявляются относительно слабо (рис. 16). Особенно показателен в этом отношении каменномогильский комплекс, что обусловлено преимущественным распределением элементов-примесей не в породообразующих минералах, а вхождением их в самостоятельные акцессорные минералы. Для формации характерна положительная корреляционная связь Ga с Na и Nb; Zn с Zr; Li с Rb; Sr с Ti; Sr с Ba и K, а также отрицательная корреляция K с Nb и Ba с Na.

Глава 3

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ
И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ – КРИТЕРИЙ ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ГРАНИТОИДОВ**

Характеристике породообразующих минералов из различных пород, в том числе и гранитоидов Украинского щита посвящена довольно обширная литература, среди которой и крупные, обобщающие работы [356, 410, 275, 276]. Наиболее полно на сегодняшний день изучены ЩПШ, биотиты, пироксены и гранаты.

А.С.Марфуни [231] первым показал, что по составу и структуре среди калиевых полевых шпатов из гранитоидов Украинского щита выделяется несколько типов, отличающихся условиями образования. Последующие исследования [232, 410] подтвердили и дополнили эти выводы.

Ниже обобщены литературные сведения о породообразующих минералах гранитоидов Украинского щита, а затем изложены новые данные, полученные автором при исследовании состава ЩПШ и биотита.

Наиболее четко по комплексу признаков различаются калиевые полевые шпаты из чарнокитов (побужских, новоукраинских, букинских), рапакиви и рапакивиоподобных гранитов (коростенских и корсунь-новомиргородских), а также нормальных гранитов типа кировоградских и житомирских. Первые характеризуются низкой структурной упорядоченностью, максимальным ребром "а" элементарной ячейки, низким содержанием ортоклазового компонента в пертите (85–90 %) и очень высоким — анортитового компонента (2–3 %) в калиевом долевым шпате. В нормальных гранитах калиевый полевой шпат имеет максимальное содержание ортоклазового и минимальное — анортитового компонентов; степень упорядоченности его наиболее высокая — повсеместно это максимальный микроклин с четкой двойниковой решеткой (сноповидной, шахматной или клеточной с промежуточными подтипами). От сноповидной решетки к клеточной возрастает уравновешенность между законами двойникования, что отвечает снижению температуры минералообразования. Сноповидный тип решетки более характерен для гранитов прогрессивного способа образования, шахматная и клеточная решетки — для регрессивных гранитов [140].

Калиевый полевой шпат в субплатформенных коростенских и корсунь-новомиргородских гранитах характеризуется наиболее высоким содержанием альбитового компонента (до 30–40 %), наибольшей чис-

тотой калишпатовой фазы в пертитах, низкой оптической и рентгеновской упорядоченностью.

Новые интересные данные получены при изучении термолюминесцентных характеристик калиевого полевого шпата из гранитоидов [410, 285]. Было установлено, что максимумы термовысвечивания (ТВ) могут коррелироваться с определенными геологическими событиями. Простые формы кривых ТВ характерны для калиевых полевых шпатов из гранитоидов одноактного образования: прогрессивных нормальных гранитов, интрузивных чарнокитов, осницких, коростенских и некоторых других гранитов. Наиболее сложные кривые (с двумя — тремя максимумами) отмечены у упорядочивающихся калиевых полевых шпатов из регрессивных гранитов. В очень широких пределах и вполне закономерно изменяется интенсивность рентгеновской термолюминесценции ($I_{\text{РТЛ}}$). Максимальные ее значения (до 20000—28000 усл. ед.) зафиксированы в калиевых полевых шпатах из чарнокитов. $I_{\text{РТЛ}}$ калиевых полевых шпатов из нормальных прогрессивных гранитов заметно выше (3000—10000 усл. ед.), чем из регрессивных (2000—5000). Низкая $I_{\text{РТЛ}}$ у калиевых полевых шпатов из гранитов Среднего Приднестровья (700—2000 усл. ед.), субплатформенных и платформенных гранитов (800—2800 усл. ед.).

Изучалось распределение некоторых элементов-примесей в калиевом полевоом шпате из гранитоидов. Сделан вывод, что содержание Li контролируется глубинностью гранитообразования, степенью перемещенности и возрастом гранитов. Максимальных значений (34 г/т) оно достигает в калиевых полевых шпатах из бердичевских гранитов, минимальных (0,2—1 г/т) — из нормальных гранитов [410]. Содержание в них Rb и Cs возрастает, а Ba и Sr уменьшается от гранитоидов ранних стадий к поздним и в целом отражает степень зрелости земной коры [132, 121, 122, 110].

Изучение биотитов показало, что по их характеристикам можно восстанавливать петрохимический тип исходных пород (субстрата гранитоидов), глубинность и механизм гранитообразования [356, 88]. Наиболее информативными представляются титанистость, железистость и глиноземистость биотитов, а также содержание в них элементов-примесей. Титанистость — это прежде всего показатель глубинности. Наиболее высокие содержания TiO_2 (до 6 %) отмечены в биотитах из гранитоидов гайворонского и бердичевского, значительные (3—4 %) — из гранитов токмакского, новоукраинского, букинского и собитового, а самые низкие (1,5—2,5 %) — из нормальных гранитов уманского, житомирского и других комплексов. Апопелитовые граниты более титанистые, чем апобазитовые.

Установлена общая тенденция возрастания железистости биотитов от более древних к молодым гранитоидам и от основных к кислым. Апопелитовые граниты и особенно прогрессивные их типы вмещают более железистые биотиты (на 7—10 %), чем апобазитовые. Повышение

железистости биотитов связывается также с повышением щелочности гранитов и перемещенным способом их образования. Был сделан вывод о преимущественной зависимости железистости биотитов от глубины выплавления гранитной магмы: магма, давшая начало высокожелезистым субплатформенным гранитам, выплавлялась в нижней части коры, в условиях пониженного P_{O_2} [425].

Содержание лития и рубидия в биотитах закономерно возрастает от ранних к поздним, особенно платформенным гранитоидам, будучи связанным прямой зависимостью с увеличением железистости, повышением щелочности и кремнеземистости гранитоидов. Глиноземистость биотитов однозначно связывается с условиями щелочности среды [259]; минимальной глиноземистостью обладают биотиты из щелочных рапакивиподобных гранитов коростенского, курсунь-новомиргородского и восточноприазовского комплексов, максимальной — сидерофиллиты из метасоматически измененных гранитов каменногильского и пержанского комплексов, лезниковских гранитов, пегматитов житомирского комплекса и биотиты из бердичевских гранитов.

Гранат — тоже один из наиболее распространенных породообразующих минералов в гранитоидах Украинского щита, он встречается в ассоциации с биотитом, биотитом и кордиеритом или биотитом и гиперстеном [275]. Самые железистые гранаты ($f = 90-92\%$) характерны для высокощелочных гранат-гиперстеновых гранитов новоукраинского комплекса. Гранаты из апелитовых гранат-биотитовых гранитов отличаются высоким содержанием пиропового (до 32%),grossулярового (до 6%) и спессартинового (до 10%) компонентов. Аномально высокое содержание последнего (до 35%) установлено в гранатах из аплит-пегматоидных гранитов Приднепровья и Волыни. Был сделан вывод, что марганцовистость гранатов служит показателем глубинности их формирования: максимально высокая в гранитоидах амфиболитовой и наиболее низкая в гранитоидах гранулитовой фации [88].

Высокотемпературные граниты, которые считаются наиболее глубинными (гайворонский, бердичевский комплексы) характеризуются низкими содержаниями Sc и повышенными V и Cr (соответственно 50; 80 и 100 г/т) в гранатах. Гранаты из апелитовых гранитов по сравнению с апобазитовыми относительно обогащены Sc и обеднены V и Cr. В гранатах из малоуглубинных гранитов отмечается повышение содержаний Zr и Y [88].

Ромбический пироксен — типоморфный минерал эндербитов и чарнокитов, встречается также в щелочных и щелочноземельных сиенитах, рапакиви и рапакивиподобных гранитах. Наиболее магнизальный гиперстен ($f = 34-40\%$) характерен для эндербитов Приазовья и Побужья, более железистый — для чарнокит-мигматитов ($f = 40-58\%$) и сиенитов восточноприазовского комплекса ($f = 45-67\%$) и самый

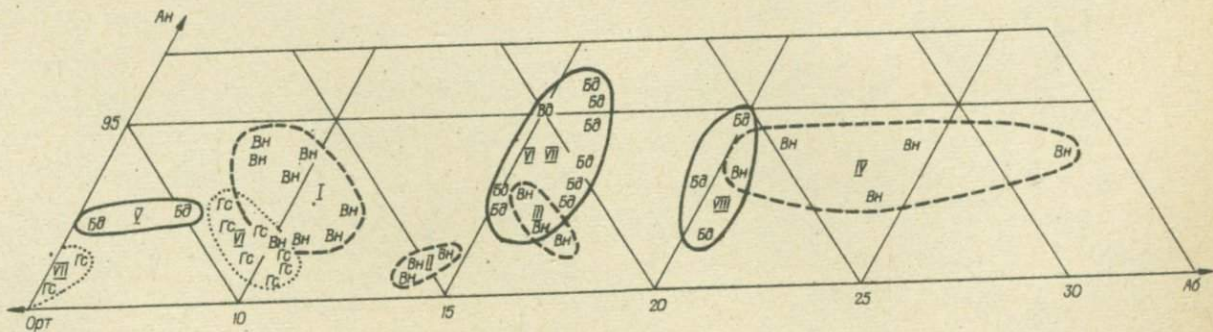
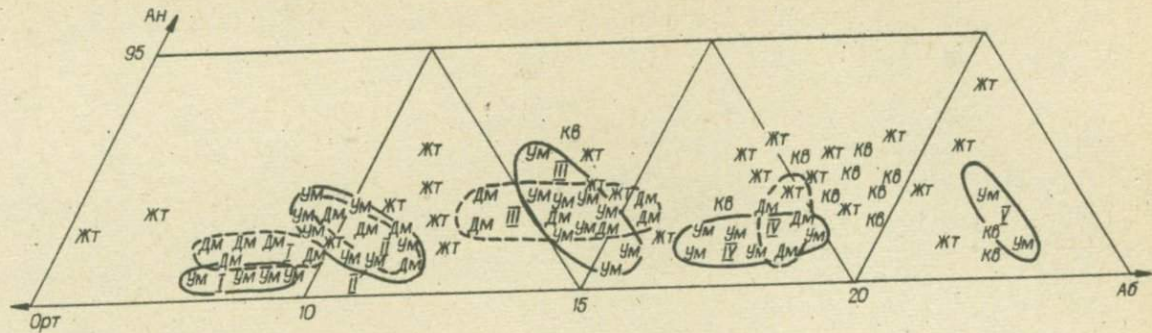
железистый (эвлит с $f = 73-83\%$) — для интрузивных чарнокитоидов чарнокит-гранитовой стадии.

Моноклинный пироксен более типичен для эндербитов и чарнокитов Приазовья, в то время как на Побужье и в Приднестровье обычны чарнокитоиды только с ортопироксеном. В сиенитах Восточного Приазовья распространен геденбергит с железистостью $f = 84-92\%$. Железистость клинопироксена в чарнокитоидах отчетливо коррелируется с железистостью ортопироксена, будучи всегда на 12–13% ниже (25–40%).

Пироксены очень удобны для определения температур и давлений, при которых происходила кристаллизация вмещающих их пород. Проведенные В.А.Курепиным [276] исследования распределения железа и магния между сосуществующими пироксенами, гранатом и биотитом показали, что образование чарнокитоидов Украинского щита происходило в интервале температур 650–750 °С. Наиболее высокие температуры характерны для эндербитов Приднестровья и Побужья, умеренные (675–680 °С) — для интрузивных чарнокитоидов новоукраинского комплекса и самые низкие (650–670 °С) — для чарнокитоидов Приазовья. Литостатическое давление, определяемое по составу железистого ортопироксена, изменяется в пределах $(5-7) \cdot 10^8$ Па; наиболее высокие давления зафиксированы в чарнокитоидах Среднего Побужья. Сравнение составов сосуществующих ортопироксенов и биотитов позволило определить парциальное давление воды при чарнокитообразовании, которое оказалось равным $(1-1,5) \cdot 10^8$ Па.

Щелочной полевой шпат

При рассмотрении состава ЩПШ из гранитоидов Украинского щита как критерия при формационных исследованиях мы использовали химические анализы [410, 131, 412 и др.], которые пересчитывали на содержание трех нормативных компонентов (Орт, Аб, Ан) и наносили на тройную диаграмму (рис. 17–20). Так как анализов оказалось очень много (больше 400), для наглядности их разделили на четыре группы. При этом вскрылась интересная закономерность. То, что ЩПШ из некоторых типов гранитоидов Украинского щита заметно различаются прежде всего по содержанию альбитового компонента, было известно [410, 88]. Оказалось, однако, что здесь существуют и более тонкие особенности. В каждом комплексе содержание альбитового компонента в ЩПШ меняется в очень широких пределах и рассмотрение только его среднего даже с учетом коэффициента вариации дает мало информации для анализа внутреннего строения и для корреляции данного комплекса с другими. Анализ же характера распределения всей выборки по каждому из комплексов позволил выявить определенную дискретность в изменении состава ЩПШ, особенно отчет-



ливо проявленную в формации регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов (см. рис. 17). 32 анализа ЩПШ из гранитов уманского комплекса довольно четко разделились на пять групп с ориентировочными содержаниями 8–9,5; 9,5–11; 13–16; 17–19; 21,5–22,5 % Аб. Первую группу представляют ЩПШ из росинских гранит-мigmatитов с крайне низкими содержаниями не только альбитового, но и анортитового (до 0,5 %) компонентов. Вторая группа объединяет ЩПШ из метагенных гранитов, характеризующихся наряду с повышением содержания альбитового компонента более высокими содержаниями и анортитового компонента (0,5–1,9 %). Их метагенное происхождение кроме геологических данных подтверждают низкие температуры образования микроклина (490–510 °С), а также слишком высокие давления, определенные по геотермобарометру Д.Витни и Д.Стормера (10,8–12,5) · 10⁸ Па. К третьей, наиболее представительной группе относятся ЩПШ из равномернозернистых и порфиоровидных гранитов (уманских, богуславских, ставищенских, росинских и др.), которые по всем признакам являются магматическими. В них содержится 13–16 % Аб и 1–3 % Ан; с увеличением содержания Аб количество Ан снижается. Температуры кристаллизации этих гранитов (530–580 °С) занижены примерно на 50–60 °С, что связано с недоучетом флюидного режима и, в первую очередь, высокой степени водонасыщенности. Этим же объясняется получение по указанному геотермобарометру завышенных значений общего давления (до 9 · 10⁸ Па), которое на самом деле не подымалось выше 5 · 10⁸ Па. К четвертой группе относятся ЩПШ из гранитов уманского комплекса, испытавших послемагматическую переработку и, в связи с этим, несколько обогащенные альбитовым компонентом. И, наконец, пятая группа представлена ЩПШ из пегматитов, испытавших существенное метасоматическое обогащение альбитовым компонентом. Почти полностью тождественные группы представляют ЩПШ из гранитоидов демуринского комплекса. Разница только в том, что их ЩПШ из пегматитов меньше обогащены альбитовой составляющей и все относятся к четвертой группе. Столь удивительное совпадение группировки ЩПШ из двух названных комплексов, относящихся к одной формации, конечно, не случай-

«Р и с. 17. Диаграмма состава щелочных полевых шпатов из плагиоклаз-микроклиновых гранитов уманского (Ум), демуринского (Дм), житомирского (Жт) и кировоградского (Кв) комплексов:

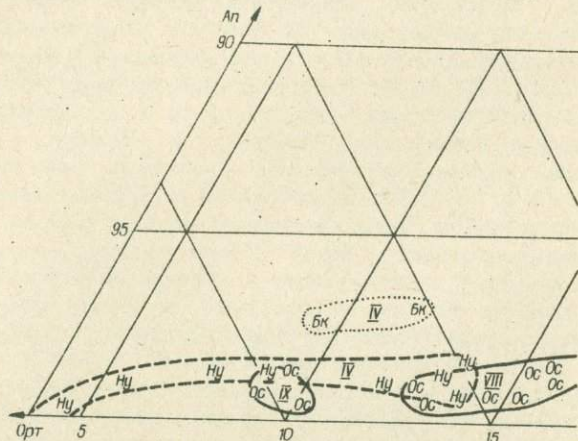
I — гранито-гнейсы и гранит-мigmatиты; граниты: II — метагенные, III — равномернозернистые и порфиоровидные магматические, IV — метасоматически измененные; V — метасоматически измененные пегматиты

«Р и с. 18. Диаграмма состава щелочных полевых шпатов из гранитоидов винницкого (Вн), бердичевского (Бд) и гайсинского (Гс) комплексов:

I — чарнокиты мезократовые; II — то же, лейкократовые; III — виннициты; IV — аплит-пегматоидные граниты; V — гранито-гнейсы; VI — гранодиориты и меланократовые граниты; VII — граниты лейкократовые; VIII — пегматиты

но и свидетельствует о закономерном ходе гранитообразования в условиях тектоно-магматической активизации и о том, что предложенная схема формационного расчленения и корреляции этих гранитов правильна.

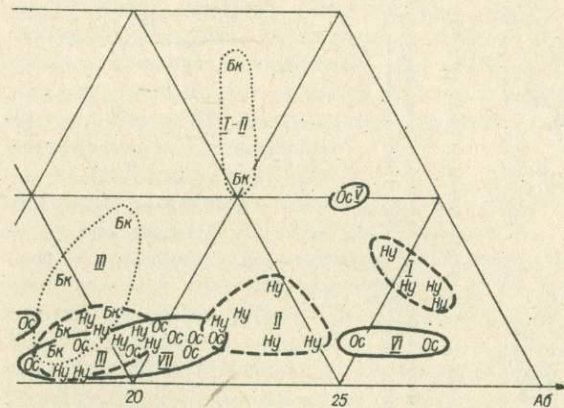
Совсем другой характер распределения по составу имеют ЩПШ из гранитов прогрессивного типа, представленных житомирским и кировоградским комплексами. Здесь уже не наблюдается та дискретность и разделение на группы, что так характерно для микроклинов из регрессивных гранитов. В противоположность этому, для каждого массива прогрессивных гранитов ЩПШ располагаются по составу



Р и с. 19. Диаграмма состава щелочных полевых шпатов из осницкого (Ос) комплексов:
 I — чарнокиты лейкократовые; II — то же, мезократовые;
 V — гранодиориты; VI — гранит-порфиры; VII — граниты мезовиты

в почти непрерывные тренды с возрастанием в них содержания альбитового компонента по мере перехода от метагенных гранито-гнейсов до магматогенных гранитов, а затем к метасоматически измененным пегматитам. Рассмотрим особенности состава ЩПШ из этой формации на примере гранитоидов Житомирского и Коростышевского массивов. Здесь можно выделить пять основных разностей микроклинов, соответствующих пяти типам пород в непрерывном гранитизационном ряду. Микроклин из метагенных гранито-гнейсов характеризуется крайне низким содержанием Аб (5–6 %) при довольно высоком содержании Ан (1,5–2 %). Метагенное происхождение этих пород подтверждается, кроме геологических данных, низкими температурами образования (445–550 °С) и нереально высокими давлениями (до $17 \cdot 10^8$ Па), определенными по полевошпатовому геотермобаро-

метру. В ЩПШ из равномернозернистых явно магматических житомирских гранитов до 13–15 % Аб, увеличено и количество анортитового компонента. Кстати, повышение содержания анортитовой составляющей в микроклинах в гранитизационных рядах — характерная особенность для плагиоклаз-микроклиновых гранитов прогрессивного и регрессивного типов. Температура образования житомирских гранитов (520 °С) тоже несколько занижена, а давление ($9,8 \cdot 10^8$ Па) определено завышено. Следующий тип микроклинов с 18–20 % Аб образуется в метасоматически измененных порфиروبластических гранитах; содержание Ан в них остается на том же уровне (2–2,5 %).

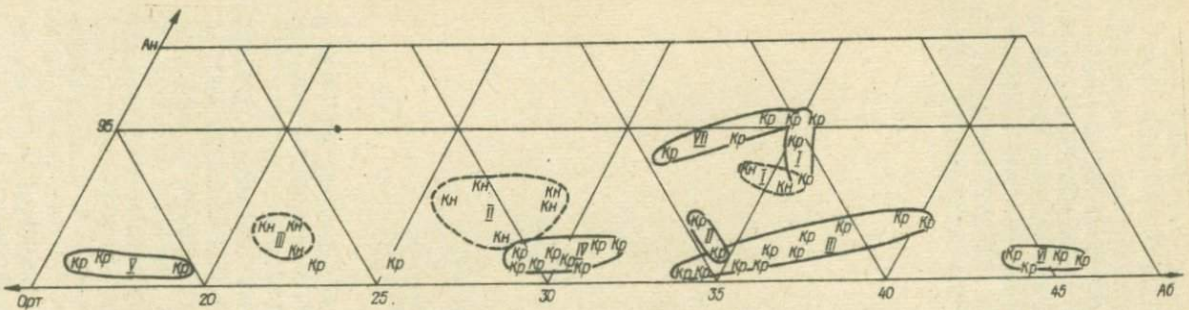


гранитоидов новоукраинского (Ну), букинского (Бу) и
 III — граниты и пегматиты; IV — монциты и сиениты;
 зократовые; VIII — граниты лейкократовые; IX — кле-

Несколько понижается оно в микроклинах из пегматитов (до 1,5 %) и аплитов (до 1 %). Причем в последних 14–16 % Аб, а в ЩПШ из пегматитов с явным наложением метасоматоза — 26–28 % Аб.

Следует отметить, что в других гранитных массивах содержания альбитового компонента в перечисленных типах гранитоидов несколько другие при сохранении общей тенденции повышения по мере перехода к более поздним стадиям гранитизации. Поэтому и не наблюдается четко очерченных полей распределения ЩПШ из гранитов разного типа, хотя и отмечается на диаграмме некоторое сгущение точек их составов в районе содержаний 10–12, 13–15 и 17–19 % альбитового компонента.

На следующей диаграмме (см. рис. 18) показано распределение по составу ЩПШ из регрессивных более высокотемпературных гранитоидов



Р и с. 20. Диаграмма состава щелочных полевых шпатов из гранитоидов коростенского (Кр) и корсунь-новомиргородского (Кн) комплексов:

I — рапакиви крупноовоидные; II — то же, средне- и мелкоовоидные; III — граниты рапакивиподобные; IV — то же, безовоидные; V — аляскитовые граниты и пегматиты; VI — граниты лезниковские, метасоматически измененные; VII — граниты островские и пугачевские

дов (ремобилизованных автохтонных чарнокитов; регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов; высокоглиноземистых гранитов). Эти ЦПШ сохраняют ту же тенденцию группирования в пределах гранитизационных серий с увеличением содержания альбитового компонента в ЦПШ от ранних к более поздним членам, только со смещением соответствующих групп в область более высокотемпературных составов. Обратная картина наблюдается в распределении по составу ЦПШ из интрузивных гранитоидов (см. рис. 19). Рассмотрим ее на примере осницкого комплекса.

ЦПШ из гранитоидов осницкого комплекса на треугольной компонентной диаграмме четко разделились на пять групп. В первую группу попали ЦПШ из гранодиоритов, характеризующиеся очень высоким содержанием альбитового (22–23 %) компонента (до 5 %) компонента. Температура образования (650 °С) и общее давление ($2 \cdot 10^8$ Па) определено свидетельствуют о магматическом образовании вмещающих пород.

Вторая группа ЦПШ представлена микроклинами из новограда-волыньских гранитпорфиров и алпидонидных гранитов. Содержание альбитового компонента в них еще выше, (25–27 %), а анорти-

того снижается до 1 %; температура кристаллизации довольно высокая (580 °C).

К третьей, самой обширной группе относятся большинство ЩПШ, представляющих наиболее распространенные типы осницких, новоград-волинских, мухареvских и других гранитов рассматриваемого комплекса. Количество альбитового компонента в них меняется в пределах 17–22 % при низком содержании анортитовой составляющей (до 2 %), причем последняя заметно снижается по мере уменьшения первого. Температура кристаллизации этих гранитов, определенная по полевошпатовому геотермометру (550–580 °C), явно занижена на 65–85°, так как, принимая во внимание безусловный магматический их генезис, она не должна быть ниже температуры солидуса гранитной системы для данных условий (635–645 °C).

Четвертую группу представляют микроклины из лейкократовых гранитов комплекса. Содержание А6 в них 11,5–17 %, Аn — 0,5–1,7 % при сохранении той же тенденции к его снижению по мере уменьшения первого. Температура кристаллизации этих гранитов в среднем на 40° ниже, чем предыдущих.

И, наконец, к пятой группе относятся микроклины из аляскитовых разностей гранитов и так называемых клесовитов с наиболее низкими содержаниями А6 (9–10 %). Не исключено, что часть из них претерпели значительную метасоматическую переработку, на что указывают некоторые геохимические признаки (о них речь ниже) и нереально высокое общее давление по полевошпатовому геотермобарометру ($12 \cdot 10^8$ Па).

Совершенно отчетливо проявлена здесь тенденция снижения содержания альбитовой составляющей в ЩПШ по мере перехода от более ранних к поздним фазам становления гранитоидной интрузии, противоположная тенденции его повышения в гранитизационных сериях ультраметаморфического происхождения, позволяет успешно использовать этот критерий для распознавания интрузивных гранитоидов при не вполне надежных геологических признаках.

Группировка по составу ЩПШ из гранитоидов формации интрузивных чарнокитоидов, трахитоидных и чернокварцевых гранитов почти тождественна и на их описании останавливаться не будем. Отметим лишь, что для ЩПШ из пород букинского комплекса характерно в целом повышенное содержание анортитового компонента (до 4–8 %), что связано, очевидно, с несколько другим уровнем формирования исходной магмы. Кроме того, следует сказать об особом положении в этих комплексах монцонитов и сиенитов, ЩПШ из которых нарушают установленную закономерность в распределении их по составу и указывают на очень низкие температуры кристаллизации (450–550 °C). В комплексе с геологическими признаками это, безусловно, свидетельствует против их магматического происхождения.

Состав ЩПШ вполне подтверждает интрузивное происхождение

гранитоидов анортозит-рапакивигранитовой формации (см. рис. 20). ЩПШ из пород коростенского комплекса отчетливо разделились по составу на шесть групп, расположение которых на трехкомпонентной диаграмме в общем совпадает с тенденцией, установленной для микроклинов из интрузивных гранитоидов чарнокит-гранитовой стадии. Первую группу представляют ортоклазы из высокотемпературных (700 °С) преимущественно крупноовоидных рапакиви. Они характеризуются высоким содержанием альбитового (35–36 %) и анортитового (3–5 %) компонентов. Ко второй группе относятся ЩПШ из средне- и мелкоовоидных рапакиви, с несколько более низким содержанием альбитового компонента и значительно меньшим анортитового (соответственно 33–35 и 1–1,5 %). Третью, наиболее обширную группу, представляют ЩПШ из наиболее широко распространенных в составе комплекса рапакивиподобных гранитов. В них количество А6 меняется от 34 до 40 % при одновременном повышении содержания А_н от 0,3 до 2 % — выдерживается та же корреляционная зависимость между этими двумя компонентами, что была отмечена в ЩПШ из интрузивных гранитов чарнокит-гранитовой стадии. Кстати, в ультраметаморфических регрессивных гранитоидах уманского, гайсинского и, частично, демуринского комплексов установлена обратная пропорциональная зависимость между содержаниями А6 и А_н в микроклинах отдельных групп; это еще один признак отличия составов ЩПШ из интрузивных и ультраметаморфических гранитоидов.

К четвертой группе относятся ЩПШ из безовоидных, преимущественно гранофировых гранитов (коростенских, сырницких, рихтинских, жубровичских и др.), а также из гранит-порфиров. Содержание А6 в них 28,5–31 %, А_н — 0,5–1,3 %. Если температура кристаллизации ЩПШ из предыдущей группы составляла в среднем 660 °С, то здесь она снижается до 620 °С.

Пятая группа представлена наиболее низкотемпературными ЩПШ из пегматитов и аляскитовых гранитов типа львовковских, устиновских. Содержание А6 в них 16–19 %, А_н — до 1 %. Шестую группу представляют обогащенные А6 (43–45 %) микроклины из лезниковских гранитов, хотя ЩПШ из неизменных разностей этих гранитов попадают в четвертую и третью группы. И, наконец, выделяются по составу ЩПШ из жильных гранитов типа островских и пугачевских. Положение их на диаграмме (обогаченность А_н при высоких содержаниях А6) свидетельствует о том, что вмещающие породы не являются продуктами кристаллизации последних дифференциатов магмы коростенских гранитов, а внедрились позже, из более глубоко расположенного магматического очага. Это хорошо согласуется и с геологическими данными.

Суммируя изложенную информацию по составу ЩПШ из гранитоидов разных формаций, можно с полной ответственностью утверждать, что этот критерий позволяет уверенно диагностировать интрузивные и ультраметаморфические гранитоиды, устанавливать температуры и

глубины их кристаллизации, водонасыщенность исходной системы, а также определять их формационную принадлежность и производить корреляцию между гранитоидами. С учетом других признаков (внешние, оптические, структурные, термолюминесцентные) следует признать ЩПШ наиболее информативными для расшифровки геологической истории гранитоидных пород и их типизации.

Элементы-примеси в щелочном полевом шлате. Постоянные и наиболее существенные по количественным содержаниям и петрогенетической информативности элементы-примеси в ЩПШ — Ba, Sr и Rb. Это обусловлено прежде всего близостью размеров ионных радиусов данных элементов и K ($r_K = 0,133$; $r_{Ba} = 0,138$; $r_{Sr} = 0,120$; $r_{Rb} = 0,149$ нм, по Н.В.Белову и Г.В.Бокию), потенциалов ионизации от нейтрального невозбужденного атома (соответственно 4,339; 5,810; 5,692 и 4,176 эВ) и электроотрицательности (419; 481; 523 и 398 кДж/моль), что в целом обеспечивает возможность их свободного вхождения в решетку ЩПШ. Однако разные заряды ионов этих элементов, а также некоторое различие в потенциалах ионизации и значениях электроотрицательности являются причиной того, что в ходе глубинного минералообразования эти элементы ведут себя по-разному. Более близкие друг другу Ba и Sr проявляют тенденцию к вхождению в решетку ЩПШ на ранних высокотемпературных стадиях магматического и ультраметаморфического гранитообразования, в то время как Rb обычно накапливается в поздних магматических дифференциатах и обогащает ЩПШ, кристаллизующийся на его завершающих стадиях. Именно эта особенность рассматриваемых элементов, своего рода антагонизм между ними, оказывается очень полезной для восстановления последовательности кристаллизации гранитоидов, содержащих ЩПШ.

Кристаллохимия и геохимия остальных элементов-примесей в ЩПШ изучена слабо. Предполагается, что Pb изоморфно замещает K, а Ga — Al, остальные элементы (Cs, Li, La, Ce, Cu, Zn) замещают Na и Ca в альбитовой и анортитовой составляющих.

В лаборатории физических методов ИГФМ АН УССР на рентгенофлюоресцентных установках оригинальной конструкции с применением в качестве излучателя рентгеновской трубки с серебряным анодом определялось содержание в ЩПШ элементов-примесей: Rb, Sr, Pb, Cu, Zn, Y, Mo; Ba, La и Ce определялись на установке с изотопным источником [395]. Чувствительность анализа $10^{-2} - 10^{-4}$ %, относительная погрешность определения 5—10 %.

Сведения о содержании Li и Cs взяты у Н.К.Крамаренко, эти элементы определялись количественным спектральным анализом в лаборатории ИГФМ АН УССР (табл. 3).

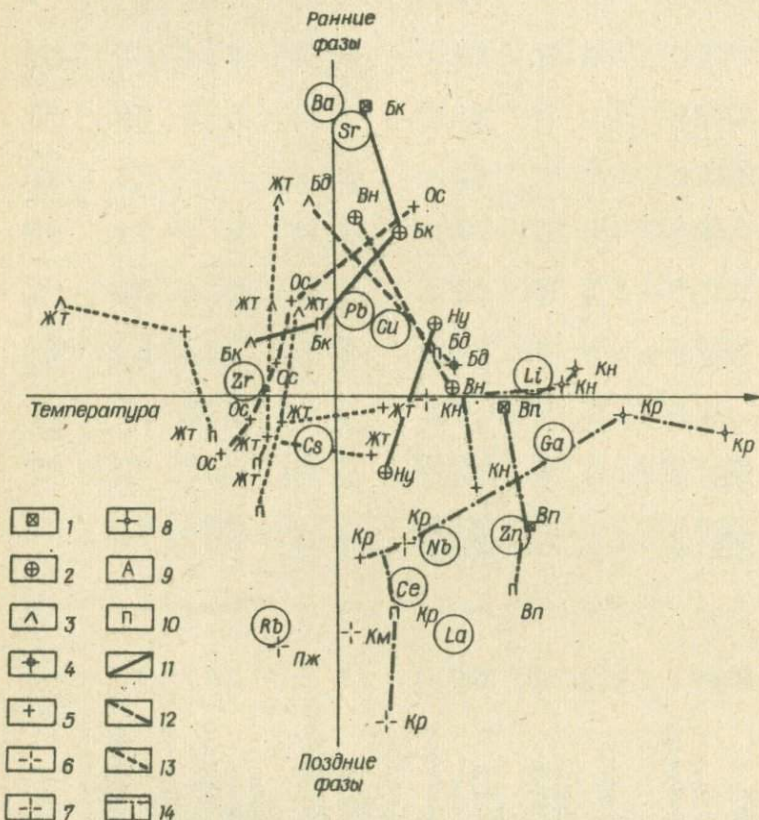
Факторный анализ позволил разделить все элементы-примеси в ЩПШ из гранитоидов на четыре группы, их распределение определяется двумя основными факторами: 1) температурой минералообразования; 2) кристаллизационной и эманационной дифференциацией.

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в щелочных полевых шпатах из гранитоидов Украинского щита, г/т

Комплекс	Порода	Распространенность, %	Количество проб	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Pb	Cu	Zn	Ga	Zr	Nb	La	Ce
Винницкий	Чарнокит	80	6	5110	1198	11	348	0,8	84	24	8	31	—	—	23	30
	Гранит-аплит-пегматоидный	20	2	1915	390	5	475	1,5	40	20	10	30	—	—	18	27
	<i>Средневзвешенное</i>			4471	1037	10	373	0,9	75	23	9	31	—	—	22	30
Гайсинский	Гранодиорит	70	2	5510	520	1,5	323	1,5	80	60	30	40	—	—	19	31
	Гранит	30	2	2120	115	0,7	525	2,0	40	20	10	30	—	—	6	17
	<i>Средневзвешенное</i>			4493	399	1,3	385	1,6	68	48	24	37	—	—	15	27
Бердичевский	Гранито-гнейс	30	2	6065	975	1,4	270	0,8	110	40	10	37	—	—	3	22
	Гранит	65	2	3330	655	7	357	1,0	50	20	20	50	—	5	19	31
	Пегматит	3	1	760	350	6	480	5,0	45	3	10	20	—	—	1	16
	Аплит	2	1	840	360	0,8	330	0,8	100	20	25	40	—	—	18	40
	<i>Средневзвешенное</i>			4024	736	5,2	334	1,1	69	26	17	45	—	3,8	14	27
Новоукраинский	Чарнокит:															
	лейкократовый	10	2	1320	210	2,8	512	1,0	30	40	20	40	—	5	29	39
	мезократовый	5	1	2650	300	30	370	1,2	30	40	20	40	—	5	1	31
	Гранит	72	7	1633	273	3,3	521	1,2	49	5	3	16	—	3	26	31
	Пегматит	3	2	435	80	0,9	820	1,5	80	22	—	22	20	3	37	31
	Монцит и сиенит	10	3	4200	510	1,1	320	0,7	83	3	23	40	—	3	2	15
	<i>Средневзвешенное</i>			1873	286	4,3	501	1,1	50	10	8	23	2,2	3	23	30
Букинский	Чарнокит	83	2	4990	1585	0,8	360	0,9	30	40	11	40	—	5	25	49
	Монцит	10	2	8715	1850	10	245	0,8	20	25	13	52	—	7	4	7
	Аплит	2	1	1000	370	0,8	490	2,0	25	20	—	20	10	—	18	9
	Пегматит	5	3	2637	730	1,9	363	3,9	47	20	11	21	—	3	25	25
	<i>Средневзвешенное</i>			5165	1544	1,8	351	1,1	30	37	11	40	1,8	5	23	42
Осницкий	Гранодиорит	15	1	7040	685	0,8	210	0,8	30	20	10	30	—	—	15	14
	Гранит-порфир	1	2	1310	150	2,5	645	1,5	30	20	10	30	—	—	20	46
	Гранит:															
	мухареvский	5	1	8340	550	1	270	1,6	30	20	10	30	—	—	—	—
	лейкократовый измененный	4	1	360	40	1	840	1,0	20	10	15	20	—	—	32	25
	мезократовый	45	4	978	123	0,8	538	1,1	34	16	12	22	—	—	28	19
	лейкократовый	39	4	2548	305	0,9	425	0,9	48	23	4	21	—	—	24	32
<i>Средневзвешенное</i>			2705	280	0,9	454	1,0	37	19	9	23	—	—	25	23	
Житомирский	Гранито-гнейс житомирский	3	1	5990	620	1	370	1,5	45	40	15	30	80	—	8	29
	Гранит житомирский	30	1	1850	170	0,8	520	2,0	50	3	—	10	60	—	5	18
	Аплит	1	2	925	200	0,8	560	60	80	17	21	25	6	—	26	29
	Пегматит	1	1	840	290	0,8	410	3,0	70	3	20	15	—	—	14	31
	Гранито-гнейс коростышевский:															
	меланократовый	3	2	6480	1135	0,8	365	1,0	85	12	—	9	—	3	1	20
	мезократовый	5	1	3540	830	0,8	480	1,0	120	40	20	10	—	—	27	33
	Гранит:															
	мезократовый	20	2	1240	260	1,5	805	0,8	45	7	25	40	10	7	21	19
	лейкократовый	8	1	610	190	2,0	790	1,0	40	15	30	50	—	—	41	16
	Пегматит	1	1	1060	350	0,8	760	1,0	40	25	—	35	—	—	6	13
	Гранито-гнейс новгородский	3	2	3005	285	3,5	677	2,0	132	12	16	22	52	—	6	21
	Пегматит	1	1	280	70	2,0	1330	20	50	30	—	20	—	—	21	35
Гранодиорит курчицкий	2	1	3780	325	1,0	165	1,0	3	25	—	3	20	9	1	39	

Комплекс	Порода	Распространенность, %	Количество проб	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Pb	Cu	Zn	Ga	Zr	Nb	La	Ce
	Гранит курчицкий:															
	мезократовый	10	3	1497	415	2,7	703	3,0	75	9	11	42	16	9	29	37
	лейкокра- товый	10	2	1505	397	1,0	610	4,0	52	37	—	30	14	7	21	26
	Пегматит	1	1	150	45	3,0	975	2,0	10	20	25	25	—	8	33	18
	Гранит корнинский	1	3	3280	450	0,6	427	0,8	47	9	7	22	4,4	1,6	18	24
	<i>Средневзвешенное</i>			1934	323	1,4	626	2,6	57	14	12	26	28	4	17	23
Кировоградский	Гранит плагиоклаз-микроклиновидный порфирированный	100	5	1552	254	1,1	534	1,4	89	8	15	43	40	3	16	27
Демури- нский	Гранит	60	5	5062	286	0,8	404	0,9	52	10	11	22	—	2	18	17
	Гранит метагенный	18	1	6230	270	0,8	400	0,8	80	3	—	15	—	5	26	20
	Пегматит	2	2	1275	170	0,4	495	1,0	45	12	3	25	—	—	23	28
	Гранито-гнейс	20	3	4573	240	0,8	320	0,9	38	9	12	18	—	3	5	21
	<i>Средневзвешенное</i>			5099	272	0,8	388	0,9	54	9	9	20	—	3	17	19
Уманский	Гранито-гнейс	27	3	2657	287	0,9	530	1,3	60	18	7	28	19	3	24	33
	Гранит	70	4	3785	513	0,9	383	0,9	54	9	10	22	21	—	6	29
	Пегматит	3	2	165	65	0,9	780	5,0	75	20	11	27	—	—	14	28
	<i>Средневзвешенное</i>			3372	438	0,9	434	1,2	56	12	9	24	20	2	12	30
Анадольский	Гранит	80	1	2320	260	2,5	630	1,0	60	10	10	25	—	—	29	36
	Аплит-пегматит	20	1	1300	180	2,0	1110	2,5	60	10	10	25	—	—	35	18
	<i>Средневзвешенное</i>			2116	244	6	726	1,3	60	10	10	25	—	—	30	32
Восточно- приазов- ский	Граносиенит	70	1	2550	250	1	260	1,0	70	20	30	40	10	10	52	42
	Сиенит	25	1	4860	450	8	360	1,0	70	20	30	40	10	10	40	26
	Аплит-пегматит	5	1	36	8	4	615	0,5	20	20	30	40	10	10	21	15
	<i>Средневзвешенное</i>			3002	288	2,9	303	1,0	68	20	30	40	10	10	47	37
Корсунь-но- вомиргородский	Рапакиви: среднеовоидный	50	4	2725	253	12	456	2,0	72	11	12	57	14	7	20	35
	крупно- овоидный	30	2	2315	187	3	445	2,0	107	55	32	60	8	7	21	23
	Гранит: рапакиви- подобный	17	2	3500	305	7	500	2,0	75	12	25	55	—	3	24	35
	жильный	3	1	590	45	5	670	1,8	25	20	30	50	10	5	40	35
	<i>Средневзвешенное</i>			2670	236	8,4	467	2,0	81	25	21	57	10	6	22	32
Коростенский	Рапакиви: крупно- овоидный	5	2	2495	250	30	495	1,0	80	12	23	45	7	—	37	42
	среднеовоидный	10	2	1460	157	6	392	2,0	70	10	20	40	5	—	25	15
	Гранит: рапакиви- подобный	50	5	638	56	1,4	506	2,3	50	10	20	40	5	—	33	52
	гранофировый	30	2	520	55	4	745	3,5							47	50
	Пегматит	3	1	105	20	0,9	750	3,5	25	20	30	80	15	10	37	60
	Гранит лезниковский	2	1	60	3	1	890	2,0	50	20	20	30	10	10	80	70
	<i>Средневзвешенное</i>			626	63	3,1	582	2,6	45	14	23	53	9	4	35	48
Каменномо- гильский	Гранит	100	1	190	15	10	1640	1,2	50	20	20	30	10	10	26	40
Пержанский	"	100	1	80	5	1	2550	4,0	50	20	20	30	10	10	31	46

Первая группа элементов-примесей объединяет Ba, Sr и Rb, речь о которых уже шла выше. На диаграмме факторных нагрузок (рис. 21) Rb, с одной стороны, а Ba и Sr — с другой, заняли диаметрально противоположные позиции вдоль оси, соответствующей фактору дифференциации. Температура почти не оказывает влияния на распределение в ЩПШ из гранитоидов этой группы элементов, хотя в целом обогащен-



Р и с. 21. Факторная диаграмма распределения элементов-примесей в щелочных полевых шпатах из гранитоидов:

1 — монциты и сивциты; 2 — черноциты; 3 — гранито-гнейсы; 4 — граниты высокоглиноземистые; 5 — граниты нормальные плагиоклаз-микроклиновые; 6 — то же, лейкократовые; 7 — граниты рапакивиподобные; 8 — рапакиви; 9 — аплиты и аплит-пегматоидные граниты; 10 — пегматиты; 11 — тренд изменения содержания элементов-примесей в ЩПШ из интрузивных гранитоидов черноцит-гранитовой стадии; 12 — то же, ремобилизованных; 13 — то же, прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых; 14 — то же, интрузивных, граносиенит-рапакиви-гранитовой стадии. Обозначения комплексов см. в табл. 1

ные Rb ЩПШ поздних фаз кристаллизации несколько менее высокотемпературны по сравнению с обогащенными Ba и Sr.

Вторую группу элементов-примесей представляют La, Ce и Nb, накапливающиеся в более поздних ЩПШ и обнаруживающие в этом отношении сходство с Rb; по сравнению с последним они обогащают несколько более высокотемпературные фазы ЩПШ.

Третью группу элементов-примесей представляют Li, Cs и Zr, распределение которых в ЩПШ определяется почти исключительно температурным фактором: Li накапливается преимущественно в ЩПШ из высокотемпературных гранитов, а Cs и особенно Zr обогащают ЩПШ в более низкотемпературных палингено-анатектических гранитах.

К четвертой группе относятся халькофильные элементы: Pb, Cu, Zn, Ga. Два последних проявляют некоторое сходство с Li, обогащая ЩПШ в гранитах наиболее высокотемпературных фаций. Pb и Cu тяготеют скорее к Ba и Sr, обогащая в первую очередь ЩПШ более ранних фаз кристаллизации независимо от температуры.

Содержания перечисленных элементов в ЩПШ могут служить индикатором принадлежности вмещающих гранитоидов к определенному комплексу и формации. Отношения Rb/Ba и Rb/Sr свидетельствуют о степени гранитизации исходного субстрата или степени дифференциации исходной магмы, а отношения Li/Zr и Li/Cs указывают на температуру кристаллизации.

На факторной диаграмме, отражающей зависимость распределения в ЩПШ элементов-примесей от температуры и степени дифференциации, фигуративные точки, соответствующие кристаллизации ЩПШ из разных групп пород или фаций каждого гранитоидного комплекса, расположились в закономерные тренды, положение которых по отношению к осям диаграммы определяется генетической природой гранитоидов. Вполне естественно, что для всех без исключения комплексов тренды в целом ориентированы сверху вниз, но с очень разными наклонами и при этом в разные стороны. Тренды всех интрузивных комплексов наклонены влево, что свидетельствует о снижении температуры по мере становления комплекса, дифференциации и кристаллизации исходной магмы. Тренды гранитоидных комплексов палингено-анатектического происхождения наклонены вправо, что связано с повышением температуры при переходе от метагенной к магматической стадии. Для разных фаций существенно метагенной стадии характерна почти вертикальная ориентировка тренда, так же как и для завершающей, связанной с пегматитообразованием; на стадии интенсивного маглообразования тренды приобретают почти горизонтальную ориентировку (интенсивное плавление при отсутствии дифференциации).

Характерно, что для каждого массива вырисовывается свой тренд, а принадлежность их к одному и тому же комплексу и формации определяется сходством пространственной ориентировки и положением в определенной части диаграммы.

Перейдем к количественной характеристике распределения элементов-примесей в ЩПШ.

Б а р ий. Среднее содержание Ва в ЩПШ по литературным материалам составляет 4000—5000 г/т. Полученные нами данные показали, что его содержание в ЩПШ из гранитоидов Украинского щита меняется в пределах 36—9560 г/т, составляя в среднем, с учетом распространенности изученных гранитоидов, 2899 г/т. Максимальными содержаниями Ва характеризуются ЩПШ из гранитоидов букинского (5165 г/т) и demuриинского (5099) комплексов; заметно повышено его содержание также в ЩПШ из гранитов гайсинского (4493), винницкого (4471) и бердичевского (4024) комплексов. Прежде всего, это регрессивные и ремобилизованные сравнительно высокотемпературные гранитоиды чарнокит-гранитовой стадии. Минимальное содержание бария (80—190 г/т) в ЩПШ из редкометалльных гранитов; понижено оно также в коростенском (626), кировоградском (1552), новоукраинском (1873) и житомирском (1934 г/т) комплексах, т.е. в прогрессивных палингено-анатектических и некоторых интрузивных.

Устанавливается определенная зависимость между содержанием Ва в породе и ЩПШ. В регрессивных и ремобилизованных гранитоидах чарнокит-гранитовой стадии, которые в целом характеризуются более высоким содержанием Ва как в породе, так и в ЩПШ, эта зависимость обратно пропорциональна. При снижении количества Ва в ЩПШ от ранних к поздним фациям гранитоидов в пределах отдельных комплексов содержание его во вмещающей породе в целом несколько повышается. Очевидно, это происходит за счет резкого обогащения таких гранитов ЩПШ.

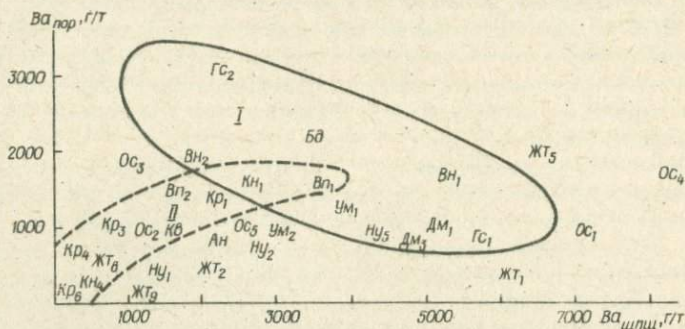
В интрузивных гранитах граносиенит-рапакивигранитовой стадии изменение содержания Ва в породе и ЩПШ связано прямо пропорциональной зависимостью: от ранних к поздним фазам количество элемента уменьшается. Примерно такая же зависимость установлена для гранитоидов новоукраинского комплекса, которые отличаются от приведенных выше лишь несколько более низким содержанием Ва в породе, фигуративные точки этого комплекса располагаются на диаграмме (рис. 22) рядом и несколько ниже поля гранитов анортозит-рапакивигранитовой формации. Для гранитов осницкого и житомирского комплексов закономерность рассмотренных соотношений менее очевидна.

Содержание Ва в ЩПШ из различных пород каждого комплекса варьирует в очень широких пределах и служит хорошим показателем проявления прежде всего кристаллизационной, а также метаморфической и ультраметаморфической дифференциации. Рассмотрим с этих позиций для примера ЩПШ нескольких комплексов.

В бердичевском комплексе максимально обогащены Ва (до 7020, среднее — 6065 г/т) ЩПШ из метагенных гранито-гнейсов; в ЩПШ из типичных бердичевских гранитов содержание его снижается до 3300 г/т, а в пегматитах и аплитах становится совсем низким (760—840 г/т).

В житомирском комплексе максимально обогащены Ва (до 6000 г/т и больше) ЩПШ из гранито-гнейсов, представляющих начальную стадию метагенного гранитообразования; в ЩПШ из гранито-гнейсов следующей ступени гранитизации содержание рассматриваемого элемента снижается до 3000—4000 г/т, а в типичных магматических гранитах комплекса — до 1200—1800 г/т. Еще меньше Ва в ЩПШ из аплитов, пегматитов и некоторых разновидностей лейкократовых гранитов (600—1000 г/т).

Столь же четко прослеживается снижение содержаний Ва в ЩПШ от ранних к более поздним фазам становления в гранитоидах типичных



Р и с. 22. Соотношение содержаний Ва в гранитоидах и щелочном полевоом шпате.

Поля: I — регрессивных и ремобилизованных гранитоидов чарнокит-гранитовой стадии; II — интрузивных гранитоидов граносиенит-рапакивигранитовой стадии. Обозначения комплексов см. в табл. 1, в индексах — фаза кристаллизации

интрузивных комплексов. В оснических гранодиоритах ЩПШ сильно обогащен Ва (более 7000 г/т); в ЩПШ из гранитов его содержание снижается до 2550, затем до 980 г/т, а в наиболее лейкократовых метасоматически измененных разновидностях составляет всего 360 г/т.

В коростенском комплексе максимально обогащены Ва (2495 г/т) ЩПШ из наиболее высокотемпературных крупноовоидных рапакиви; в средне- и мелкоовоидных, представляющих следующую, более низкотемпературную, фазу становления комплекса, содержание Ва в ЩПШ снижается до 1460, в рапакивидоподобных гранитах — до 638, в гранофиловых и аляскитовых — до 105 г/т, а в лезниковских гранитах составляет всего 60 г/т. В магматических комплексах отмечается четкая положительная корреляция между содержаниями в ЩПШ Ва и анортитового компонента.

Стронций. Среднее содержание Sr в ЩПШ по литературным данным равно 600—800 г/т. В ЩПШ из гранитоидов Украинского щита оно меняется в пределах 3 — 1860 г/т, составляя в среднем, с учетом распространенности изученных гранитоидов, 442 г/т. Максимально

обогащены этим элементом ЩПШ из монзонитов букинского комплекса, самые низкие его содержания в ЩПШ из лезниковских и пержанских гранитов.

Наиболее высокой концентрацией Sr выделяются ЩПШ из гранитоидов букинского (1544 г/т), винницкого (1037) и бердичевского (736 г/т) комплексов; они же характеризовались и высокими содержаниями Ва. Два последних представляют формации высокотемпературных ремобилизованных гранитоидов и высокое содержание Sr в их ЩПШ может служить типоморфным формационным признаком. Букинский комплекс совместно с новоукраинским представляет формацию интрузивных гранитоидов, и резко различное содержание Sr и Ва в ЩПШ из этих двух комплексов свидетельствует, скорее всего, о несколько разном уровне генерации исходной магмы, более глубинном для букинского комплекса, а также о более широком развитии процессов ассимиляции верхнекорового вещества при становлении Новоукраинского массива.

Самые низкие концентрации Sr в ЩПШ из редкометалльных гранитов (пержанский комплекс — 5, каменноугольский — 15 г/т), а также из гранитов коростенского комплекса (63 г/т). Последний отличается от корсунь-новомиргородского, представляющего ту же анортозит-рапакивигранитовую формацию, значительно более низким средним содержанием Sr в ЩПШ, что связано с несколько разной глубиной их становления. Очевидно, поэтому в Корсунь-Новомиргородском плутоне более широко развиты рапакиви, а в рапакивиподобных гранитах ЩПШ тоже сильно обогащен Sr.

Для Sr характерна почти такая же зависимость между содержанием его в гранитоидах и ЩПШ из них, как и для Ва (рис. 23). По этому признаку можно четко различать регрессивные и ремобилизованные гранитоиды чарнокит-гранитовой стадии от интрузивных.

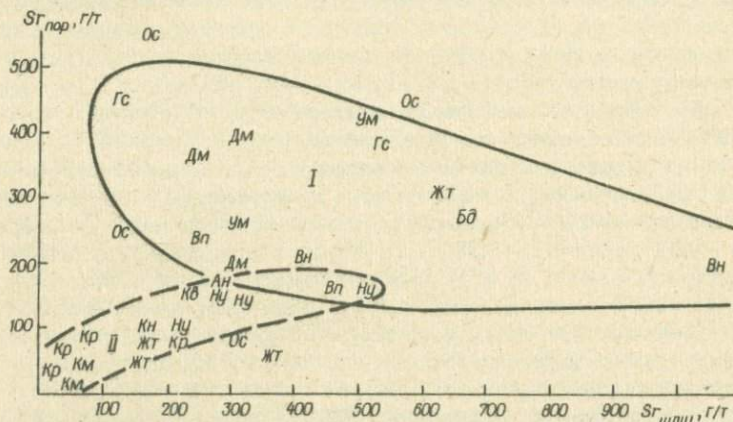
В каждом отдельно взятом комплексе содержание Sr в ЩПШ меняется тоже в очень широких пределах, снижаясь от начальных к поздним фазам становления. Так, например, в бердичевском комплексе обогащены им ЩПШ из гранито-гнейсов (975 г/т); в магматических гранитах ЩПШ содержит 655 г/т Sr, а в пегматитах и аплитах — только 350 г/т. В демурином комплексе при переходе от метагенных к магматическим гранитам содержание этого элемента в ЩПШ несколько даже увеличивается (240—286 г/т), а затем снижается до 170 г/т в пегматите.

Интересно, что в регрессивных гранитах по сравнению с прогрессивными (имеются в виду нормальные плагиоклаз-микроклиновые граниты, а не высокотемпературные) ЩПШ значительно обеднен Sr (уманские — 512 — 286; демуринские — 286 — 240 г/т). В коростышевском гранито-гнейсе ЩПШ содержит 1135 г/т Sr, в более гранитизированной разности — 830, в сравнительно меланократовом граните магматической стадии — 260, в более лейкократовом граните — 190, а в пер-

матите — 350 г/т. Повышение содержания этого элемента в ЩПШ из пегматитов по сравнению с лейкократовыми гранитами отмечается и в других массивах житомирского комплекса.

В коростенском комплексе максимально обогащен Sr ЩПШ из крупноовоидного рапакиви (250 г/т); в средне- и мелкоовоидном он содержит 157 г/т Sr, в рапакивиподобном граните — 56, в безовоидных гранофировых и лейкократовых гранитах — 20, а в лезниковских — на уровне 3 г/т.

Значительно больше Sr в ЩПШ из интрузивных осницких гранитов, относящихся к более ранней стадии формирования континенталь-



Р и с. 23. Соотношение содержаний Sr в гранитоидах и щелочном полевоом шпате. Поля: I — регрессивных и ремобилизованных гранитов чарнокит-гранитовой стадии; II — интрузивных гранитоидов граносиенит-рапакиви-гранитовой стадии. Обозначения комплексов см. в табл. 1

ной земной коры. Содержание этого элемента в ЩПШ из гранодиоритов — 685 г/т, гранитов — 300–120, лейкократовых метасоматически измененных разностей — 40. Выделяются несколько повышенной концентрацией Sr в ЩПШ (550 г/т) мухареvские граниты; в них же отмечен и специфический спектр содержаний РЗЭ, сближающий эти породы с диоритами комплекса. Все это вместе подчеркивает специфичность условий их формирования со сравнительно глубоким уровнем зарождения исходной магмы.

Р у б и д и й. Среднее содержание Rb в ЩПШ из гранитоидов 553 г/т [217], в ЩПШ из украинских гранитоидов, по нашим данным, 451 г/т при очень широких пределах его изменения (165–2550 г/т). В аплит-пегматоидных гранитах, в также синюхинских, среднебужских и гайсинских гранитоидах отмечались ЩПШ с еще более низкими концентрациями этого элемента (35–80 г/т) [410].

Максимально Rb обогащены ЩПШ из редкометалльных гранитов

(пержанский комплекс — 2550, каменномогильский — 1640 г/т). Заметно повышены его содержания также в ЩПШ из гранитов анadoluского (726), житомирского (626) и кировоградского (534 г/т) комплексов. Самыми низкими концентрациями Rb в ЩПШ среди изученных комплексов выделяются восточноприазовский (303 г/т) и бердичевский (334 г/т). Отсюда можно сделать вывод, что ЩПШ из прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов значительно богаче Rb по сравнению с регрессивными и это может служить дополнительным критерием их различия. Гранитоиды с более глубинным уровнем генерации магматических очагов характеризуются сравнительно невысокими содержаниями Rb в ЩПШ; именно по этому признаку выделяется восточноприазовский комплекс, токовский комплекс отличается от анadoluского, букинский (351 г/т) от новоукраинского (501), а корсунь-новомиргородский (467) от коростенского (582 г/т).

Гранитоиды начальных фаз становления каждого комплекса содержат ЩПШ с относительно невысокой концентрацией Rb, которое сильно возрастает в завершающих лейкократовых, особенно пегматоидных фазах. Так, например, в бердичевском комплексе ЩПШ из гранито-гнейса содержит 270 г/т Rb, из магматического гранита — 357, из пегматита — 480, из аплита — 330 г/т; в Житомирском массиве в ЩПШ из гранито-гнейса — 370 г/т Rb, из магматического гранита — 520, из пегматита — 560, из аплита — 410 г/т. Таким образом, количество Rb в ЩПШ свидетельствует еще и о степени водонасыщенности системы, из которой кристаллизовалась порода, ибо, безусловно, аплиты кристаллизовались из менее водонасыщенных систем, чем пегматиты. ЩПШ из некоторых пегматитов содержит до 1330 г/т рубидия (Новгородский массив). В то же время аплит-пегматоидные граниты, являющиеся жильным материалом мигматитов, содержат ЩПШ с относительно низкой концентрацией Rb (60–200 г/т), что может служить критерием различия подобных образований разного генезиса — связанных с магматическими гранитами и региональной мигматизацией.

Содержания Rb в ЩПШ и вмещающих гранитоидах имеют положительную корреляцию; при этом прогрессивные и регрессивные палингенно-анатектические, а также интрузивные гранитоиды не различаются.

Л и т и й. Среднее содержание Li в ЩПШ из гранитоидов 18 г/т [217]. В ЩПШ из гранитоидов Украинского щита оно в целом несколько ниже, меняется в пределах 0,5–50 г/т. По данным работы [410], самые высокие концентрации Li характерны для ЩПШ из аплит-пегматоидных гранитов Побужья (34 г/т), букинских монцонитов (17), анadoluских (11) и ингулецких (6,5 г/т) гранитов. Повышены содержания этого элемента (4–10 г/т) в ЩПШ из пержанских, каменномогильских, коростенских гранитов и восточноприазовских граносиенитов. Относительно низкая концентрация его характерна для ЩПШ из гранитоидов новоукраинского, кировоградского и гайсинского

комплексов (1–2 г/т), еще ниже — для уманского, демуринского, токовского и мокромосковского.

В сложных комплексах от начальных высокотемпературных к более поздним фациям содержание Li в ЩПШ как правило снижается. Так, в коростенском комплексе максимально обогащены им ЩПШ из высокотемпературных рапакиви (30 г/т); в ЩПШ из средне- и мелкоовоидных рапакиви количество Li снижается до 6,2, из рапакивиподобных гранитов — до 1,4, из гранофировых и лейкократовых гранитов — до 0,9 г/т. В бердичевском комплексе максимально обогащен Li (7 г/т) ЩПШ из магматических гранитов; высокое его содержание (6) отмечено в ЩПШ из пегматита; в ЩПШ из метагенного гранита и аплита значительно меньше Li (1,4 и 0,8 г/т).

На диаграмме соотношения содержаний Li в ЩПШ и вмещающих гранитоидах последние разделились на два поля, соответствующие разным температурам кристаллизации. В высокотемпературных гранитоидах содержания Li сравнительно невысокие, однако их ЩПШ обогащены этим элементом. В более низкотемпературных разностях гранитоидов количество Li меняется в более широких пределах, а ЩПШ обогащены им лишь при очень высоких содержаниях элемента в породе (100 г/т и больше).

Ц е з и й. Среднее содержание Cs в ЩПШ из гранитоидов 6,9 г/т [217]. В ЩПШ из гранитоидов Украинского щита оно в целом несколько ниже, пределы колебаний 0 — 10 г/т [410]. В отдельных пробах из житомирских аплитов и пегматитов оно достигает 20–60 г/т.

Сравнительно обогащены Cs ЩПШ из пержанских гранитов (до 5 г/т); несколько меньше его (2–2,3 г/т) в кировоградских, демуринских и коростенских гранитах. Минимальными содержаниями этого элемента характеризуются ЩПШ из бердичевских гранитов и винницких чарнокитоидов, а также из гранитоидов восточноприазовского комплекса.

При переходе от ранних к поздним фазам кристаллизации количество Cs в ЩПШ повышается. Так, например, в коростенском комплексе ЩПШ из крупновооидного рапакиви содержит 1 г/т Cs, из средне- и мелкоовоидного — 2, из рапакивиподобного гранита — 2,3, из гранофирового гранита — 3,5, из лейкократовых гранитов и пегматитов — до 6 г/т. При низкой концентрации Li в ЩПШ из бердичевского гранита в пегматите оно достигает 5 г/т.

С в и н е ц. Среднее содержание Pb в ЩПШ из гранитоидов 46 г/т. В ЩПШ из гранитоидов Украинского щита оно несколько выше, с пределами изменения 3 — 132 г/т. Меньше всего его в ЩПШ из контаминированного гранодиорита Курчицкого массива, максимальное количество — в ЩПШ из гранито-гнейсов житомирского комплекса (Коростышевский и Новгородский массивы).

Средним повышенным содержанием Pb в ЩПШ выделяются гранитоиды кировоградского (89 г/т), корсунь-новомиргородского (81),

винницкого (75), бердичевского (69) и гайсинского (68 г/т) комплексов. Понижено оно в ЩПШ из гранитоидов букинского (30) и осницкого (37 г/т) комплексов. Следовательно, можно сделать вывод, что этим элементом несколько обогащены ЩПШ из гранитов граносиенит-рапакивигранитовой стадии, а также ремобилизованных и прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов чарнокит-гранитовой стадии. В интрузивных гранитах этой стадии ЩПШ обеднены Pb.

М е д ь. Среднее содержание Cu в ЩПШ из гранитоидов Украинского щита — 20 г/т; пределы изменения 3—60 г/т. Меньше всего этого элемента в ЩПШ из бердичевских пегматитов, новоукраинских монзонитов, некоторых разностей житомирских и демуринских гранитов. Максимальное количество Cu отмечено в ЩПШ из бердичевских гранито-гнейсов, некоторых разностей винницких и букинских чарнокитов.

Биотит

Известно, что состав слюд в гранитоидах варьирует в очень широких пределах и чутко реагирует на изменение физико-химических условий породообразования. Наиболее изменчивыми и информативными показателями их состава являются железистость и степень окисления железа, глиноземистость, титанистость и содержания элементов-примесей. Все они служат важными типоморфными признаками, помогают определять формационную принадлежность гранитоидов и оценивать такие параметры условий их образования, как кислотность — щелочность, температуру, окислительный потенциал.

А.А.Маракушев и И.А.Тарарин [228] показали, что глиноземистость биотитов в гранитоидах зависит от температуры (химического потенциала воды) и химической активности K_2O . Изменение их глиноземистости связано с изоморфизмом $(Mg, Fe)O + SiO_2 \rightarrow Al_2O_3$, в результате которого происходит смена составов в ряду (флогопит + аннит) \rightarrow (истонит + сидерофиллит). Впоследствии было отмечено, что эти же факторы влияют и на изменение железистости биотитов, причем последняя в большей степени зависит от температуры, а глиноземистость — от химического потенциала K_2O . В.С.Иванов [130] предложил диаграмму изменения железистости и глиноземистости биотитов в зависимости от химического потенциала в расплаве K_2O и H_2O , на которой прямые линии равной железистости расположены субгоризонтально с положительным наклоном, а линии равной глиноземистости — субвертикально, со слабым положительным наклоном (по горизонтали возрастает μK_2O ; а по вертикали — μH_2O). Таким образом, железистость биотитов очень быстро повышается при снижении температуры, глиноземистость тоже увеличивается, но не так резко; при повышении же химического потенциала К происходит

быстрое снижение глиноземистости и незначительное уменьшение железистости.

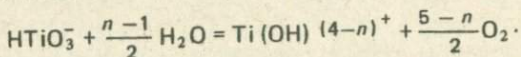
Примерно в это же время экспериментальные исследования Д.Уонса и Х.Югстера [498] показали решающее влияние на железистость биотитов окислительного потенциала. Вскоре после этого С.А.Коренбаум, Г.А.Валуй и А.А.Стрижкова [154] на основе термодинамического анализа минеральных равновесий биотита гранитоидов в парагенезисе с калиевым полевым шпатом и магнетитом пришли к выводу, что состав биотита позволяет оценивать: 1) кислотность — щелочность (по общей глиноземистости); 2) температуру (по соотношению Al в шестерной и четверной координациях, а также по железистости при условии постоянства окислительного потенциала); 3) окислительный потенциал (по сопряженному изменению железистости и соотношения Al в разных координациях при заданной общей глиноземистости). Эти исследователи предложили соответствующие диаграммы изменения железистости и глиноземистости биотитов в зависимости от химических потенциалов K_2O , H_2O , O_2 . Линии равной общей глиноземистости на диаграмме $\mu H_2O - \mu K_2O$ для парагенезисов с магнетитом вертикальные, а для безмагнетитовых парагенезисов имеют слабый положительный наклон, как и на диаграмме В.С.Иванова. Линии равной железистости и относительной глиноземистости не прямые, а кривые, с изменением их наклона от крутого к пологому, так как с повышением химического потенциала K_2O степень зависимости температуры от изменения этих параметров возрастает.

Следует, однако, отметить, что влияние на температуру кристаллизации железистости и относительной глиноземистости неоднозначное и поэтому совмещение обоих показателей на одной диаграмме, как это сделали С.А.Коренбаум и др. [154], не оправдано.

Степень окисления Fe в биотите зависит не только от окислительного потенциала, но даже в большей степени от щелочности среды. Именно этим обусловлено обогащение Fe^{3+} биотитов в щелочных породах и низкотемпературных пегматитах. Кроме того, степень окисленности Fe в биотите существенно зависит от наличия в породе магнетита. В магнетитсодержащих породах количество Fe^{3+} можно использовать (с учетом влияния щелочности) для оценки температурного режима. При этом следует иметь в виду, что влияние температуры на окисление Fe в кислых средах значительно выше, чем в щелочных.

Было принято считать, что титанистость биотита определяется исключительно температурными условиями кристаллизации: высокотитанистые биотиты — более высокотемпературные. Однако исследования состава биотита из гранитоидов, где он находится в парагенезисе с ильменитом или со сфеном и магнетитом, показали, что в этих случаях закономерности изменения титанистости и корреляционная связь ее с железистостью носят разный характер: в первом случае она отрицательная, а во втором — положительная [382]. Это обусловлено тем,

что титан в магматическом расплаве находится в виде ионов типа $Ti(OH)_{(4-n)}^+$ и $HTiO_3^-$, равновесие между которыми выражается следующей реакцией:



В условиях высокой химической активности кислорода (образование парагенезисов с магнетитом и сфеном) реакция сдвигается влево, в сторону образования анионного комплекса титана, что затруднит его вхождение в структуру биотита. При этом сравнительно обогащенными Ti окажутся лишь те биотиты, которые кристаллизовались в условиях исключительно богатой Ti среды. Совсем иная картина наблюдается в условиях низкой активности кислорода и, следовательно, пониженной щелочности, так как активность кислорода и щелочность связаны прямой зависимостью [158]. При этом основная масса Ti находится в виде катионных комплексов, вхождение которых в структуру биотита, где Ti имеет шестерную координацию, будет уже определяться главным образом температурными условиями. Следует, однако, иметь в виду, что емкость биотита в отношении Ti не всегда полностью реализуется из-за низкой титанистости породы, поэтому даже в благоприятных условиях титанистость его может быть разной из-за разной титанистости окружающей среды; кроме того, она зависит и от наличия других титаносодержащих минералов.

Na в биотитах отчетливо коррелируется с pH среды минералообразования. Содержание гидроксидов уменьшается с увеличением давления при одновременном возрастании количества Si [145].

Таким образом, состав биотита является очень сложной функцией многих переменных: температуры, давления, кислотности — щелочности среды и ее общего состава, окислительного потенциала и др. Некоторые факторы действуют в одном направлении, усиливая влияние друг друга и вместе с тем как бы затушевывая, делая не совсем очевидной роль каждого из них в отдельности. Некоторые из них действуют в обратном направлении, ослабляя и уничтожая взаимное влияние. Выяснение степени воздействия таких факторов на изменение состава биотита — довольно сложная задача, которая решается путем последовательного определения и вычитания влияния каждого из них при условии постоянства максимально большего числа других факторов.

Прежде всего следует учесть влияние состава вмещающей среды, которое, как показали некоторые исследования [356, 359], является весьма существенным, но довольно однозначным. Было установлено существование положительной корреляционной связи между содержанием в породе и биотите Mg и отрицательной — Si и Fe; эта связь проявляется сильнее в метаморфических породах и значительно слабее в гранитоидах. Учитывая то, что все гранитоиды предельно насыщены

SiO_2 , в их биотитах содержание SiO_2 определяется только термодинамическими параметрами. Следовательно, рассматривая влияние других параметров на состав биотита из гранитоидов, нужно группировать последние по ассоциациям с близкой железистостью, а оценивая термодинамические условия кристаллизации биотитов из пород разной железистости, следует учитывать влияние этого фактора на их состав.

Для характеристики и сопоставления особенностей петрогенезиса каждого из выделенных нами гранитоидных комплексов использованы сведения о составе более 300 биотитов. Примерно 20 % составляют пробы из коллекции автора, остальные взяты из различных опубликованных источников. По всем анализам рассчитаны кристаллохимические формулы кислородным методом; примерно половина из них сделана С.Б.Степченко на ЭВМ "МИР-2". Для всех анализов была рассчитана серия вспомогательных коэффициентов (отношений):

$$f = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}} 100\%; f_o = \frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}} 100\%; ag = \frac{\text{K} + \text{Na}}{\text{Al}}; a_{si} =$$

$$\bar{f} = \frac{\text{Al}_{IV}}{\text{Al}_{IV} + \text{Si}} 100\%; a'_{\Sigma} = \text{Al}_{IV} + (\text{Al}_{IV} - 1); a'_{\text{отн}} = \frac{\text{Al}_{VI}}{\text{Al}_{IV} - 1}.$$

Как и следовало ожидать, наиболее информативными оказались коэффициенты, отражающие соотношения глиноземистости, железистости и титанистости биотитов. При анализе глиноземистости мы исходили из того, что в биотитах флогопит-аннитового ряда нет Al в шестерной координации. Поэтому при расчете содержаний и отношения Al в четвертной и шестерной координациях количество тетраэдрически скоординированного алюминия уменьшалось на единицу и, таким образом, принимался в расчет Al, приходящийся только на истонит-сидерофиллитовую составляющую [154].

Очень эффективны при формационном анализе диаграммы сопряженного изменения железистости, суммарной и относительной глиноземистости биотитов, отражающие также зависимость их состава от химических потенциалов H_2O , O_2 и K_2O (рис. 24–27). Прежде всего на этих диаграммах отчетливо разделились поля биотитов из основных формационных типов гранитоидов, а в пределах каждого комплекса обособились в отдельные группы биотиты, представляющие разные фазы их формирования.

Биотиты из гранитов платформенного этапа, отличающиеся максимальной железистостью, расположились в верхних частях диаграммы (рис. 24). В каждом комплексе (каменноугольском и пержанском) выделились две группы биотитов, соответствующие основной и жильной фациям; последние отличаются большим содержанием Al в шестерной координации, что свидетельствует о их кристаллизации в условиях несколько повышенного окислительного потенциала. Пержанские граниты по сравнению с каменноугольскими образовались в более

восстановительных условиях и при более широком диапазоне изменения химического потенциала K_2O .

Наиболее восстановительными условиями кристаллизации из всех проанализированных биотитов характеризуются биотиты из пород анортозит-рапакивигранитовой формации и субщелочных гранитоидов (рис. 25). При очень высокой железистости они отличаются пониженной глиноземистостью и особенно низким содержанием Al в шестерной координации. От ранних к более поздним фазам прослеживается некоторое снижение железистости (исключение составляют биотиты из лезниковских гранитов) и повышение глиноземистости. В сходных окислительно-восстановительных условиях кристаллизовались ранние

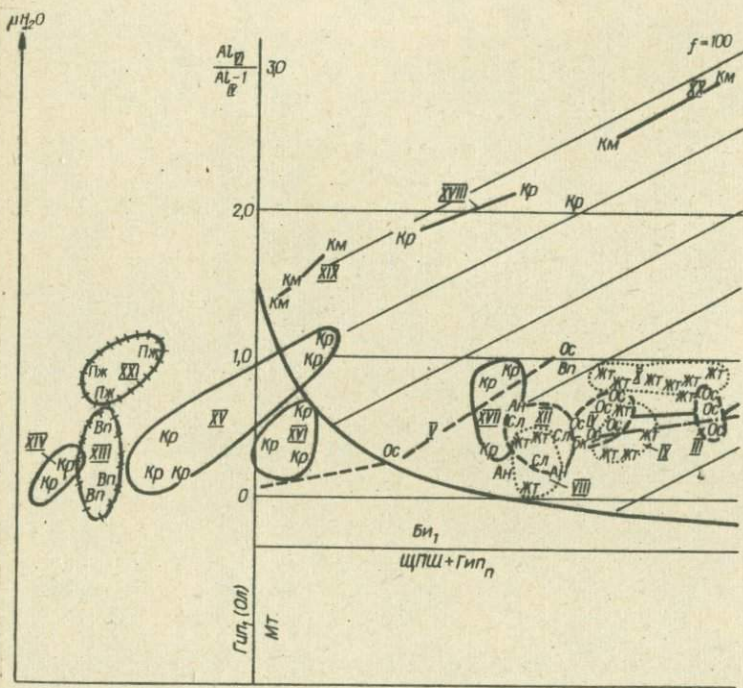
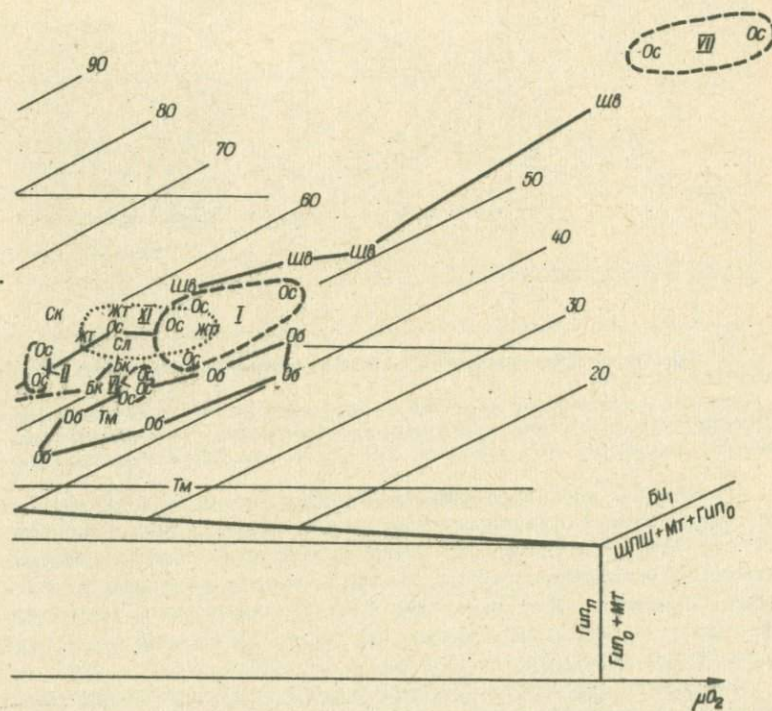


Рис. 24. Соотношение железистости (f) и относительной глиноземистости районов и их зависимость от μH_2O и μO_2 [154]:
 I — кварцевые диориты и гранодиориты; II — кварцевые монзониты; III — грани же, жильные аплитовидные; VII — лептиты; VIII — гранито-гнейсы; IX — граниты ные; XII — то же, салтычанские и радоловские; XIII — сиениты и граносиениты; XVII — то же, островские и пугачевские; XVIII — то же, лезниковские; XIX — то вые и пегматиты; XXI — граниты пержанские. Обозначения комплексов см. в

фазы интрузивных чарнокитоидов. К сожалению, по букинскому комплексу материал, которым мы располагали, оказался недостаточно представительным (всего три анализа), но новоукраинский комплекс был представлен очень полно. Биотиты из его пород разделились на шесть групп в соответствии с составом и условиями образования вмещающих пород. В наиболее высокотемпературных и восстановительных условиях кристаллизовались эндербиты и чарнокиты, которые на диаграмме $\mu H_2O - \mu O_2$ занимают нижнюю левую часть, примерно совпадая с полем биотитов из безвоидных гранитов анортозит-рапакивигранитовой формации. Однако биотиты из этих пород резко различаются по условиям щелочности — последние образовались в значительно менее щелоч-



($Al_{VI}/Al_{IV} - 1$) биотитов из гранитоидов Северо-Западного и Привозовского
 ты мезократовые; IV — то же, лейкократовые; V — то же, балашовские; VI — то богатые кальцием; X — то же, малокальциевые; XI — то же, Быстринские и жиль-
 XIV — рапакиви; XV — граниты рапакивиподобные; XVI — то же, безвоидные; же, екатериновские мезократовые; XX — то же, каменномогильские лейкократо-
 табл. 1

ной среде. По температурным параметрам и щелочности чарнокитоиды новоукраинского комплекса сходны с чарнокитоидами гайворонского, токмакского и винницкого комплексов, однако все они довольно резко различаются по окислительно-восстановительным условиям: для гайворонских характерны наиболее окислительные, несколько менее окислительные — для токмакских, а затем винницких. Правда, и среди новоукраинских чарнокитов выделяется группа, в которых биотиты кристаллизовались в такой же окислительно-восстановительной обстановке, как и винницкие, но при несколько более низких температурах.

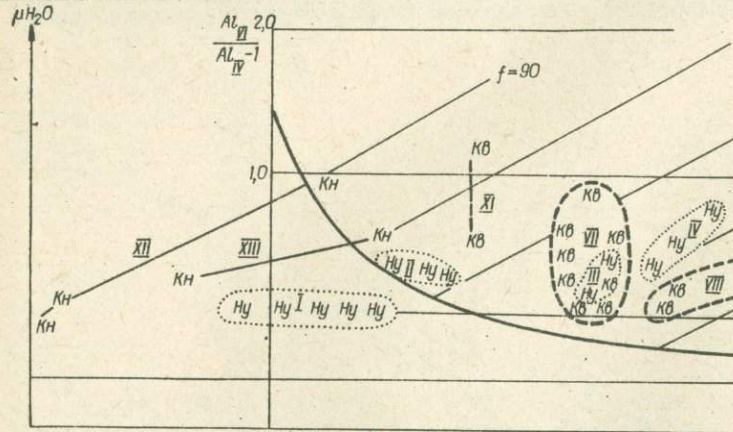


Рис. 25. Соотношение железистости (f) и относительной глиноземистости ($Al_{IV}/Al_{IV}-1$) от μ_{H_2O} и μ_{O_2} [154]:

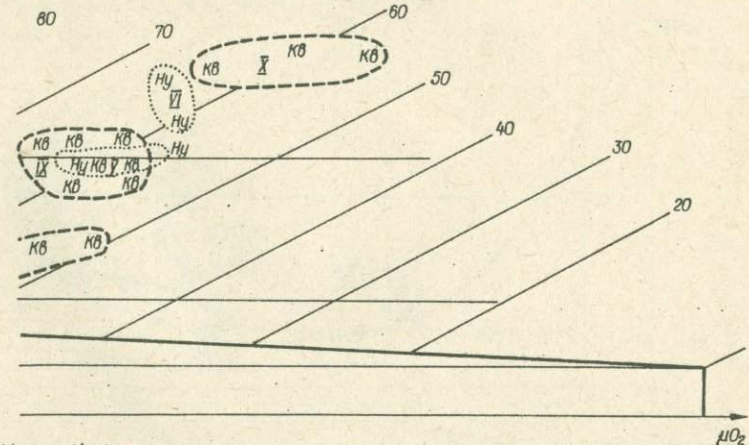
I — эндрбиты и чарнокиты; II — граниты трахитоидные; III — граниты гранат-гранат-биотитовые; IV — чарнокиты; V — плагиограниты воградские кальциевые; VI — монзониты; VII — гранито-гнейсы; VIII — граниты кирские; IX — то же, малокальциевые; X — граниты пегматоидов см. в табл. 1

В довольно восстановительной и сравнительно высокотемпературной обстановке шло образование трахитоидных гранитов новоукраинского комплекса; сходные характеристики имеют биотиты мокромосковского комплекса и большинство росинских гранитоидов уманского комплекса. Для всех этих гранитов характерна умеренная щелочность, что на первый взгляд кажется несколько необычным, принимая во внимание обильное содержание в них ЩПШ.

Следующие две группы биотитов выделены из гранат-биотитовых гранитов и чарнокитов новоукраинского комплекса. Гранитоидов со сходными условиями кристаллизации на Украинском щите довольно много; сюда относятся многие из уманских гранитов и гранито-гнейсов, многие из гранитоидов кировоградского и житомирского комплексов, анатолийские граниты, часть салтычанских, лейкократовые разности осницких гранитов, островские и пугачевские граниты

коровоградского комплекса. Правда, по условиям щелочности эти гранитоиды сильно различаются: в наиболее щелочных условиях кристаллизовались чарнокиты новоукраинского комплекса, в наименее щелочных — кировоградских, многие из житомирских и осницких гранитов.

Последние две группы биотитов из гранитоидов новоукраинского комплекса представляют часть гранат-биотитовых гранитов, а также монзониты. Они кристаллизовались при умеренном химическом потенциале кислорода и довольно низких температурах. По условиям щелочности эти две группы резко различаются: первые сходны с биотитами бердичевских гранитов (крайне низкая щелочность), вторые образо-



$Al_{IV}-1$ биотитов из гранитоидов Ингуло-Ингулецкого района и их зависимость

биотитовые, плагиоклаз-микроклиновые; IV — чарнокиты; V — плагиограниты воградские кальциевые; IX — то же, малокальциевые; X — граниты пегматоидов см. в табл. 1

вались при несколько повышенной щелочности. Сходные условия были при становлении пегматоидных гранитов кировоградского комплекса.

При рассмотрении диаграмм зависимости состава биотитов от химических потенциалов H_2O и O_2 улавливается хотя и не очень четко выраженная дискретность, которая проявлена более отчетливо в составе ЩПШ. Одну такую группу гранитоидов разных комплексов мы уже отметили; вторая крупная сборная группа объединяет гранитоиды, биотиты из которых располагаются в средней части диаграммы и характеризуются умеренным окислительным потенциалом, умеренной щелочностью и средними до высоких температурами кристаллизации (амфиболитовая — низкотемпературная субфация гранулитовой фации). Сюда прежде всего относятся мезократовые виннициты, бердичевские гранито-гнейсы, диориты и гранодиориты звенигородско-

го комплекса, значительная часть гранитов кировоградского и житомирского комплексов, часть салтычанских гранитов, мезократовые граниты, монзониты и жильные граниты осницкого комплекса, преобладающая масса уманских, демуринских и саксаганских гранитов. Пожалуй, эта "мегагруппа" объединяет большинство гранитоидов Украинского щита (рис. 26, 27).

И, наконец, выделяются гранитоиды, биотиты из которых характеризуются средней железистостью (40–60 %) при сравнительно высоком содержании Al в шестерной координации (отношение $Al_{VI}/Al_{IV} - 1 = 0,7-2,0$), что свидетельствует о их кристаллизации в

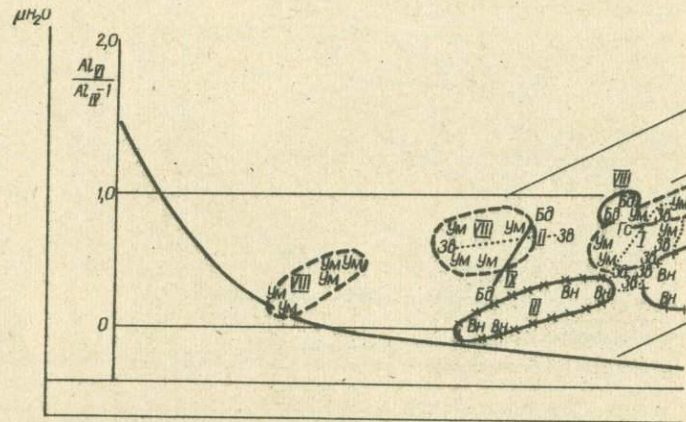


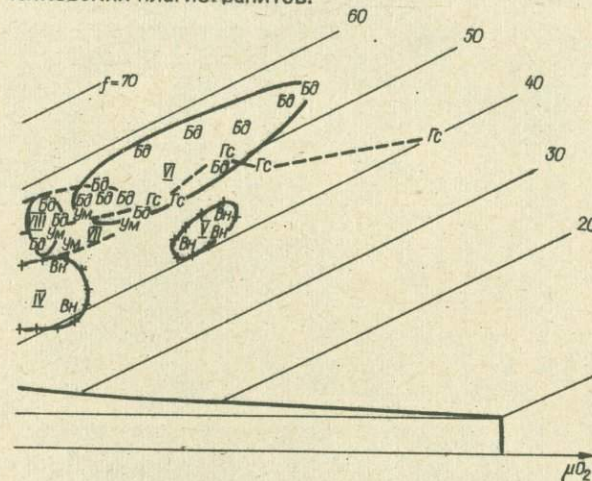
Рис. 26. Соотношение железистости (f) и относительной глиноземистости ($Al_{VI}/Al_{IV} - 1$) биотитов и гранитоидов Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского районов и их зависимость от μ_{H_2O} и μ_{O_2} [154]:

I — кварцевые диориты; II — плагиограниты; III — чарнокиты; IV — виннициты; V — лейкократовые виннициты; VI — граниты бердичевские; VII — то же, уманские и росинские; VIII — гранито-гнейсы; IX — мигматиты. Обозначения компле-

условиях повышенного окислительного потенциала; они занимают правую часть диаграммы $\mu_{H_2O} - \mu_{O_2}$. Сюда относятся большинство бердичевских гранитов, лейкократовые виннициты, многие события (гранитоиды гайсинского комплекса), породы обиточненского, диориты и гранодиориты осницкого, диориты и тоналиты днепропетровского, граниты токовского, часть тоналитов сурского, плагиограниты шевченковского комплексов. Кстати, среди последних отмечаются разности биотитов в которых кристаллизовались при самом высоком химическом потенциале O_2 по сравнению с остальными гранитоидами Украинского щита. Это позволяет предположить их вулканогенное происхождение, а сам комплекс рассматривать как древнейшую вулканно-плутоническую ассоциацию, подобную более молодой вулканно-плутонической ассоциации осницкого комплекса. По своим характеристикам биотит из этих плагиогранитов сходен с биоти-

том из ксенолитов (кислых метавулканитов) Северо-Западного района.

Температуры кристаллизации перечисленных ассоциаций, судя по соотношению химического потенциала H_2O , были умеренными до низких. В наиболее высокотемпературных условиях формировались диориты и тоналиты днепропетровского и обиточненского комплексов; при более низких температурах кристаллизовались лейкократовые виннициты, основная фаза токовских гранитов, осницкие диориты и гранодиориты; еще при более низких температурах шла кристаллизация бердичевских гранитов, значительной части событий и шевченковских плагиогранитов.



$Al_{VI} - 1$ биотитов и гранитоидов Днестровско-Бугского и Росинско-Тикичского

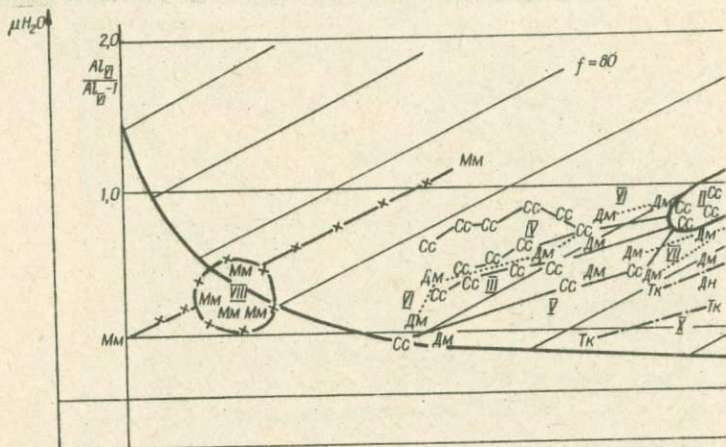
V — лейкократовые виннициты; VI — граниты бердичевские; VII — то же, уманские см. в табл. 1

Заметно различными были кислотно-щелочные условия эволюции магматических очагов, давших начало перечисленным гранитоидам. При резко повышенной щелочности кристаллизовались лишь граниты токовского комплекса; несколько ниже была щелочность при формировании некоторых разностей осницких и обиточненских гранодиоритов. В условиях крайне низкой щелочности шла становление бердичевских гранитов и части винницитов; при крайне низком химическом потенциале K_2O кристаллизовались шевченковские плагиограниты.

Мы проанализировали также общую тенденцию и некоторые детали особенностей изменения титанистости и степени окисленности железа в изученных биотитах. Содержание TiO_2 меняется в них в довольно широких пределах, будучи минимальным (1,3 %) в гранитах каменноугольного комплекса (самых молодых и наиболее низкотемпе-

ратурных) и максимальным (5,1 %) — в эндрбитах гайворонского комплекса (наиболее высокотемпературных и очень древних). Высокие содержания титана ($TiO_2 \approx 4\%$) отмечены в эндрбитах и чарнокитах токмакского, в гранитоидах винницкого и новоукраинского комплексов; общие черты условий их формирования — высокие температуры кристаллизации и повышенная щелочность, хотя условия глубинности и окислительный потенциал были разными.

Несколько повышены содержания TiO_2 (2,5–3,5 %) во всех гранитоидах субплатформенного этапа (высокотемпературных, малоглубинных и маловодных, кристаллизовавшихся в восстановительной обста-



Р и с. 27. Соотношение железистости (f) и относительной глиноземистости ($AlV/Al-V$) мость от μH_2O и μO_2 [154]:

I — диориты и тоналиты днепропетровские; II — плагииграниты саксаганские; III — ские; IV — граниты демуринские и кудашевские; VII — гранито-гнейсы вишневецкие; X — пегматиты и пегматоидные граниты. Обозначения см. в табл. 1

новке при повышенной щелочности), в гранитоидах бужинского, бердичевского и гайсинского комплексов; последние кристаллизовались в совсем иных условиях (повышенный окислительный потенциал, низкая щелочность и невысокие температуры), и здесь сравнительно высокое содержание Ti можно объяснить лишь влиянием состава субстрата (высокотитанистые гнейсы и эндрбиты, по которым образуются эти гранитоиды).

Окислительный потенциал, если рассматривать все биотиты в целом, меняется очень широко; есть различия, в которых Fe_2O_3 находится в незначительном количестве и даже не обнаруживается силикатным анализом (биотиты из новоукраинских монзонитов). Низкая степень окисленности железа ($f_0 = 3-4\%$) отмечена в гранитах рапакви, в субщелочных породах восточноприазовского комплекса; биоти-

флюоресцентным методом содержание в 60 пробах биотитов из гранитоидов Украинского щита Zn, Pb, Ga, Sr, Ba, Rb, Zr, Nb (табл. 4), кроме того, во всех этих пробах определялось содержание Fe. Данные по распределению в биотитах Li, Ni, Co, Cr, Sc позаимствованы из работы [356].

Известно, что содержание многих элементов-примесей в биотите меняется в очень широких пределах, будучи зависимым от целого ряда факторов и, в частности, от условий кристаллизации. Это обстоятельство позволяет использовать геохимию биотитов для решения некоторых петрогенетических вопросов в корреляционных целях, а также как поисковый критерий на некоторые типы оруденения. Ниже приведен краткий анализ особенностей распределения в биотитах из гранитоидов всех перечисленных выше элементов.

Ц и н к. В биотите он изоморфно замещает Fe^{2+} и Mg; содержание Zn варьирует в очень широких пределах. По данным В.В.Ляховича [217], наиболее обогащены этим элементом биотиты из некоторых гранитов Северного Кавказа (до 4300 г/т), третичных гранодиоритов (1344 г/т) и докембрийских гранитов (973 г/т) Колорадо, из гранитов Тянь-Шаня (743 г/т). Самыми низкими концентрациями Zn (232 г/т) характеризуются биотиты из гранитоидов, ассоциирующих с основными породами. Среднее содержание данного элемента в биотитах из гранитоидов — 481 г/т, при этом наиболее высокое (663 г/т) оно в биотитах из лейкократовых и аляскитовых гранитов и самое низкое (309 г/т) — в биотитах из гранодиоритов.

В биотитах из гранитоидов Украинского щита содержание Zn меняется от 110 до 3630 г/т; самое низкое в некоторых разновидностях бердичевских гранитов и чарнокитоидов и самое высокое — в биотите из лезниковских гранитов коростенского комплекса; последние характеризуются и максимальным содержанием Fe. Повышены концентрации Zn также в биотитах из гранитов анадольского и салтычанского комплексов (800—1000 г/т).

Наиболее детально изучены биотиты из гранитоидов бердичевского и осницкого комплексов, представляющих разные генетические типы: регрессивный ультраметаморфический (палингенно-метасоматический) и дифференцированный вулканоплутонический. В первых содержание Zn снижается от ранних (600 г/т) к поздним (350 г/т) фациям; в осницком комплексе наиболее обогащены этим элементом биотиты из гранитов поздних фаз внедрения (до 1160 г/т, среднее — 803 г/т), в то время как в биотитах из диоритов, представляющих одну из начальных фаз, содержание его не превышает 500 г/т. Анализ показал, что наиболее существенное влияние на вхождение Zn в структуру биотита оказывает окислительный потенциал (с его повышением содержание Zn снижается) и кислотность — щелочность минералообразующей среды; в условиях повышенной щелочности он образует легко растворимые цинкаты, благоприятствующие накоплению данного элемента в остаточных расплавах и растворах.

Таблица 4. Содержание некоторых элементов-примесей в биотите из гранитоидов Украинского щита, г/т.

Номер образца	Порода	Комплекс	Местонахождение	Fe*	Zn	Pb	Ga	Sr	Ba	Rb	Zr	Nb
Л-19	Чарнокит	Токмакский	Ст. Верхний Токмак	16,50	305	70	30	20	4570	600	—	65
3538	Гранито-гнейс	Шевченковский	р. Лозоватка, с. Юрьевка	17,26	550	—	30	10	2940	500	—	10
1304	"	"	То же	20,04	600	105	25	15	3790	450	15	15
	<i>Среднее для шевченковского комплекса</i>			18,65	575	52,5	27,5	12,5	3365	475	7,5	12,5
35136	Лейкодиорит	Обиточненский	р. Чокрак, с. Елисейка	17,45	450	—	50	100	4220	320	340	25
55-82	Чарнокит	Винницкий	пгт Литин	10,06	430	—	50	15	2690	805	—	60
38-82	Винницит	"	с. Косы	13,81	265	—	30	—	1560	675	7	75
64-84	"	"	с. Полевое	12,64	350	—	65	15	1840	760	25	80
39-82	Чарнокит	"	с. Косы	11,50	270	—	—	10	1830	1020	20	100
	<i>Среднее для винницкого комплекса</i>			12,00	329	—	36	10	1980	815	13	79
18-70	Гранито-гнейс	Бердичевский	с. Иванов	10,37	600	—	75	20	4020	680	45	50
38-81	"	"	с. Березовка	11,83	435	—	45	30	3250	810	15	60
14-70	Мигматит	"	с. Иванов	9,58	630	—	60	75	2430	600	125	45
39-83	"	"	с. Соломирка	12,74	655	—	70	—	2540	1150	10	70
62-81	"	"	с. Иванов	10,25	420	15	80	5	2490	620	15	30
35-82	Гранито-гнейс	"	с. Крутнев	13,75	475	—	75	10	2780	730	100	55
1201/1	"	"	с. Иванов	10,20	643	—	70	10	2390	780	40	40
	<i>Среднее для гранито-гнейсов и мигматитов</i>			11,25	551	2,1	68	21	2843	767	50	50
1202	Гранит меланократовый	Бердичевский	с. Соломирка	12,58	800	60	120	—	1050	1010	—	60
19-82	То же	"	с. Дедковцы	16,65	410	—	55	10	1225	930	—	80
72-81	"	"	с. Лоака	14,08	375	—	70	20	1530	940	35	60
28-70	"	"	с. Писаревка	13,02	460	—	65	50	1250	1020	430	65
45-81	"	"	г. Гнивань	15,02	460	—	20	20	1480	945	105	80

Номер образца	Порода	Комплекс	Местонахождение	Fe*	Zn	Pb	Ga	Sr	Ba	Rb	Zr	Nb
14-82	То же	Бердичевский	с. Коростки	17,68	110	—	45	15	1215	650	20	40
	<i>Среднее для гранитов меланократовых</i>			14,84	436	10	63	19	1292	916	98	64
17-82	Гранит лейкократовый	Бердичевский	с. Дедковцы	22,06	440	—	35	—	1010	540	10	5
18-82	То же	"	То же	19,64	435	—	30	—	465	750	—	40
1200/1	"	"	с. Жезелев	18,44	295	—	35	10	705	900	—	90
58-82	"	"	с. Стрижавка	20,80	400	—	25	—	675	735	10	30
31-84	"	"	с. Райки	19,74	285	—	60	5	580	650	15	45
11-82	"	"	р. Случь,									
			с. Калиновка	18,11	385	—	80	15	700	780	15	50
16-82	"	"	с. Подольяны	18,87	265	—	85	15	530	940	7	50
30-82	"	"	с. Райки	19,05	380	—	65	8	750	690	—	50
39-84	"	"	с. Медведовка	18,25	320	—	55	15	760	745	—	70
	<i>Среднее для гранитов лейкократовых</i>			19,36	356	—	52	8	686	748	6	48
80-1/4	Диорит	Осницкий	пгт Рокитное	19,04	530	120	50	—	2300	615	—	5
80-2/2	"	"	пгт Томашгород	17,95	550	—	40	20	1970	525	15	—
80-1/2	"	"	пгт Рокитное	17,69	400	25	—	125	1620	440	20	10
	<i>Среднее для диоритов</i>			18,23	493	48	30	48	1963	523	12	5
80-1/15	Гранодиорит											
	меланократовый	Осницкий	пгт Рокитное	21,43	610	—	60	25	1080	775	40	30
80-2/15	То же	"	пгт Томашгород	18,09	570	—	30	10	1470	760	35	15
80-14/1	"	"	с. Печиводы	20,08	735	—	60	10	1420	520	15	10
80-14/3	"	"	То же	19,78	710	—	60	15	1000	680	80	15
	<i>Среднее для гранодиоритов меланократовых</i>			19,85	656	—	53	15	1243	684	43	18
80-8/2	Гранодиорит											
	лейкократовый	Осницкий	с. Виры	21,59	590	—	—	15	930	890	80	5
80-19/1	То же	"	г. Шепетовка	20,39	460	—	105	20	610	970	50	5
80-18/1	"	"	с. Судилков	22,00	315	—	50	10	615	915	70	5
80-19/4	"	"	г. Шепетовка	26,90	325	—	20	10	810	475	—	5
80-19/2	"	"	То же	18,70	430	—	50	35	670	950	100	—
80-8/1	"	"	с. Виры	21,10	590	30	65	10	765	835	115	5
80-7/4	"	"	с. Заречье	16,29	530	90	25	35	880	770	65	10
80-15/1	"	"	г. Новоград-Волынский	20,37	425	—	45	10	510	1230	65	10
	<i>Среднее для гранодиоритов лейкократовых</i>			20,92	444	15	45	18	724	879	68	6
80-8/3	Гранит	Осницкий	с. Виры	22,97	690	—	50	10	740	1325	420	10
80-6/3	"	"	пгт Клесов	19,61	1162	40	60	—	1060	1270	750	40
80-1/9	"	"	пгт Рокитно	20,07	685	—	35	5	835	1240	145	30
80-3/1	"	"	пгт Клесов	18,52	1110	—	60	—	2140	1245	705	25
80-6/4	"	"	То же	17,76	890	20	50	5	1740	995	480	10
80-2/8	"	"	пгт Томашгород	20,71	645	—	—	40	810	880	165	5
80-1/5	"	"	пгт Рокитное	18,75	510	5	80	20	1090	775	85	25
80-9/2	"	"	с. Чабель	23,34	730	75	30	15	1650	1340	135	90
	<i>Среднее для гранитов</i>			20,22	803	18	46	12	1258	1134	361	29
19-84	Гранит порфири-видный	Житомирский	г. Коростышев	21,78	630	—	55	—	3100	500	—	15
78-2/14	Гранит с ортитом	Салтычанский	с. Маковка	18,22	780	55	45	20	1180	790	60	50
79-42/3	То же	"	с. Басань	19,00	1035	—	60	15	900	1070	190	40
	<i>Среднее для гранитов с ортитом</i>			18,61	908	28	53	18	1040	930	125	45
79-34/2	Гранит лейкократовый	Анадольский	пгт Мирный	23,09	900	—	70	25	930	2065	95	190
79-34/3	То же	"	То же	22,62	865	75	95	15	705	1880	10	160
	<i>Среднее для гранитов лейкократовых</i>			22,86	883	38	83	20	818	1973	53	175
9-84	Гранит грано-финовый	Коростенский	г. Коростень	19,47	475	—	75	10	3020	495	—	15
14-84	Гранит	"	с. Лезники	31,71	3630	—	110	10	110	2475	—	835

* Приведено в %.

С в и е ц. Изоморфное замещение свинцом калия в структуре биотитов затруднено из-за различных значений их электроотрицательности и потенциала ионизации; поэтому содержание Pb в биотитах очень низкое: среднее — 13 г/т, при некоторой обогащенности им (27 г/т) лейкократовых и аляскитовых гранитов [217]. Максимальные содержания Pb зафиксированы в биотитах из гранитов Венгрии (160 г/т), а минимальные (9 г/т) — в биотитах из уральских гранитоидов.

В биотитах из гранитоидов Украинского щита Pb распределен крайне неравномерно; максимальное его содержание (120 г/т) зафиксировано в диоритах осницкого комплекса, а также в гранито-гнейсах шевченковского комплекса (105 г/т), в большинстве же проанализированных проб оно ниже чувствительности метода (5 г/т); среднее содержание — 18 г/т. В бердичевском комплексе Pb (до 60 г/т) встречается в гранитоидах ранних фаций (более меланократовых), в то время как в осницком комплексе наоборот, им несколько обогащены биотиты из более лейкократовых гранитов. Как и для Zn, определяющим фактором вхождения Pb в решетку биотита оказываются окислительный потенциал и кислотность — щелочность минералообразующей среды.

Г а л л и й. По своим геохимическим и кристаллохимическим свойствам Ga сходен с Al; при этом он чаще замещает Al в шестерной координации, чем обусловлено более высоким содержанием этого элемента в биотите по сравнению с полевыми шпатами.

В среднем содержание Ga в биотите из гранитоидов составляет 61 г/т; максимально обогащен им (до 156 г/т) биотит из пегматитов, что свидетельствует о преимущественном накоплении этого элемента в остаточных продуктах кристаллизации. В то же время биотит из гранитов поздних интрузивных фаз менее обогащен Ga, чем биотит ранних фаз кристаллизации, что, возможно, свидетельствует о преобладании в нем халькофильных свойств на высокотемпературной, собственно магматической стадии [217].

Из проанализированных проб наиболее высокие содержания Ga (110 г/т) в биотите из лезниковских гранитов и в одной пробе бердичевского гранита (120 г/т); в последней отмечено также повышенное количество Pb и Zn, что обусловлено, скорее всего, пониженным химическим потенциалом кислорода. Несколько повышена концентрация Ga в биотите из гранитов анадольского (82 г/т), гранито-гнейсов шевченковского (27 г/т) и чарнокитоидов токмакского (30 г/т) комплексов; в единичных пробах биотита из винницитов и осницких гранитоидов он находится в количестве ниже чувствительности метода (меньше 10 г/т).

Среди бердичевских гранитоидов несколько обогащен Ga биотит из гранито-гнейсов и мигматитов (70 г/т), представляющих ранние этапы гранитообразования; в более поздних фациях (лейкократовые

граниты) его среднее содержание в биотите снижается до 50 г/т при очень неравномерном распределении (пределы содержаний — 30–85 г/т).

В осницком комплексе, наоборот, биотит самой ранней фазы несколько обеднен Ga (30 г/т), а в более поздних биотитах его содержание очень неравномерное (10–105 г/т).

Стронций. Не характерен для биотита и обычно отмечается в весьма незначительных количествах; среднее содержание Sr в биотите из гранитоидов — 141 г/т [217] — представляется нам несколько завышенным, ибо здесь учтены такие высокие значения, как 299 г/т в гранитах Гиссарского плутона, полученные, скорее всего, вследствие аналитической погрешности. Более реальными представляются содержания, приводимые для биотитов из гранитоидов Урала: 26 г/т в гранитах габбровой формации и 10 г/т — в гранитовой [368].

В биотите из гранитоидов Украинского щита количество Sr меняется от 2–3 г/т (нижний предел чувствительности метода) до 125 г/т; максимальные содержания зафиксированы в биотите из диоритов осницкого комплекса и в лейкодиорите обиточненского комплекса. Биотит с минимальной концентрацией Sr встречается почти во всех проанализированных группах гранитоидов, однако наиболее низкие его содержания (5–10 г/т) характерны для биотита из коростышевских и коростенских гранитов, а наиболее высокие — для биотита из пород обиточненского комплекса (100 г/т). В бердичевском и осницком комплексах от ранних к поздним фазам содержание Sr в биотите снижается от 22–50 до 8–12 г/т.

Барий. В решетке биотита изоморфно замещает К и поэтому концентрация его в этом минерале очень высокая. Среднее содержание Ba в биотите из гранитоидов — 1665 г/т, наиболее высокое (2018 г/т) — в биотите из гранодиоритов и самое низкое (175 г/т) — из гранитов Венгрии [217].

Среднее содержание Ba в биотите из гранитоидов Украинского щита — 2000 г/т, больше всего его (более 4000 г/т) в биотите из чарнокитов токмакского комплекса и обиточненских лейкодиоритов, меньше всего (110 г/т — в биотитах из лезниковских гранитов коростенского комплекса. Повышено содержание Ba (до 3000 г/т и более) также в биотите из коростенского гранита, шевченковских гранито-гнейсов, коростышевского гранита, а также гранито-гнейсов и мигматитов бердичевского комплекса. В бердичевском комплексе от ранних к поздним фазам количество Ba в биотите снижается от 2600 до 700 г/т. В осницком комплексе его распределение более сложное; от диоритов до лейкократовых гранодиоритов Ba в биотите становится меньше (1900–1200–800 г/т), а в гранитах — снова заметно больше (до 1200 г/т). По-видимому, существенное влияние на его распределение оказывает изменение кислотности — щелочности среды и окислительного потенциала.

Р у б и д и й. Характеризуется кристаллохимической близостью с К, как и Ва, однако их геохимические свойства различны и поэтому накопление этих элементов в биотите происходит в разных условиях. Если Ва обогащает преимущественно биотиты ранних фаз кристаллизации, то Rb, наоборот, накапливается в флюидном остатке и обогащает биотит последних генераций и фаз кристаллизации. Среднее содержание Rb в биотите из гранитоидов — 1054 г/т, будучи максимальным (1781 г/т) в лейкократовых и аляскитовых гранитах и минимальным (468 г/т) — в гранодиоритах [217].

Самые высокие концентрации Rb были зафиксированы ранее в биотите из пержанских (6480—7260 г/т), а также каменноугольских гранитов (3300 г/т) [124, 183]. Из проанализированных нами биотитов максимально обогащены Rb (2475 г/т) лезниковские граниты. Высокое содержание этого элемента отмечено в биотите из гранитов анадольского комплекса (2000 г/т); самое низкое — в биотите из обиточненского лейкодиорита (320 г/т), шевченковских гранито-гнейсов (475 г/т), осницких диоритов (500 г/т) и токмакских чарнокитов (600 г/т). По данным И.С.Усенко и др. [356], столь же низкими содержаниями Rb в биотите характеризуются и все другие разновидности диоритов, тоналитов и плагиогранитов. Повышенные количества этого элемента характерны для биотитов из всех субплатформенных и платформенных гранитоидов.

Интересен тот факт, что в биотите из лейкократовых гранитов бердичевского комплекса содержание Rb несколько снижается по сравнению с более магнезиальными биотитами ранних фаз кристаллизации, что соответствует росту окислительного потенциала. В осницком же комплексе наблюдается закономерное и последовательное повышение количества Rb в биотите от более ранних диоритов до самых поздних гранитов.

Ц и р к о н и й. Кристаллохимическое поведение этого элемента в биотите до конца не выяснено; часть его, безусловно, находится в виде включений в цирконе, однако определенное количество входит и в решетку минерала, изоморфно замещая Fe^{3+} и Ti. Среднее содержание Zr в биотите из гранитоидов — 122 г/т, несколько повышено оно в биотитах из гранодиоритов (153 г/т) и минимально (63 г/т) — из лейкократовых и аляскитовых гранитов [217]. Самые высокие концентрации Zr (до 1000 г/т) были зафиксированы ранее в гранитоидах восточноприазовского комплекса [217]; судя по данным работы [356], повышенными содержаниями Zr характеризуются биотиты из гранитов уманского (515 г/т), житомирского (300—375 г/т) и осницкого (до 300 г/т) комплексов; минимальными — биотиты из чарнокитоидов (40 г/т) и некоторых разновидностей коростенских и корсунь-новомиргородских гранитов. Нам не удалось обнаружить Zr (при чувствительности метода 5 г/т) в биотите из лезниковского и коростенского гранита, токмакского чарнокита и коростышевского гранита. Очень мало

его (5–20 г/т) в биотите из шевченковских гранито-гнейсов, осницких диоритов, винницких чарнокитоидов и лейкократовых гранитов бердичевского комплекса. В то же время среди меланократовых бердичевских гранитов с более магниальным биотитом встречаются разновидности, содержащие до 105–405 г/т Zr; среднее количество его в биотите из бердичевских гранито-гнейсов и мигматитов тоже довольно высокое (до 50 г/т). В осницком комплексе концентрация Zr в биотите последовательно повышается от диоритов (12 г/т) до гранитов (361 г/т). Несколько больше Zr в биотитах из гранитов салтычанского комплекса (125 г/т); в единичной пробе биотита из обиточненского лейкодиорита зафиксировано 340 г/т этого элемента.

Н и о б и й. Nb очень характерная примесь в биотите, где он изоморфно замещает Ti. Среднее содержание Nb в биотите из гранитоидов — 144 г/т, максимальное (198 г/т) — из лейкократовых и аляскитовых гранитов и минимальное (93 г/т) — из гранодиоритов [217]. На Украинском щите высокие содержания Nb (250 и даже до 600–700 г/т) характерны для биотита из альбитизированных и грейзенизированных гранитов. Еще более высокая концентрация этого элемента установлена нами в биотите из лезниковского гранита (875 г/т). Заметно повышено его количество в биотите из анадольских гранитов (160–190 г/т), самые низкие содержания характерны для биотита из осницких диоритов и гранодиоритов, а также шевченковских гранито-гнейсов (12 г/т). В биотите из разных фаз бердичевского комплекса концентрация Nb изменяется незначительно. В осницких же гранитоидах им несколько обогащены биотиты из гранитов по сравнению с биотитами из гранодиоритов и, особенно, диоритов.

Л и т и й. Один из наиболее характерных элементов-примесей в биотите, где он замещает Fe^{2+} . В среднем в биотите из гранитоидов 916 г/т Li; максимально обогащен им биотит из лейкократовых и аляскитовых гранитов, а самые низкие содержания (336 г/т) в биотите из гранодиоритов [217]; следовательно, геохимически он очень сходен с Rb.

Содержание Li в биотите из гранитоидов Украинского щита [356] меняется в пределах 50–800 г/т, будучи минимальным в биотите из чарнокитов и максимальным — из биотитовых гранитов коростенского комплекса; повышенной концентрацией Li характеризуются биотиты всех разновидностей гранитов граносиенит-рапакивигранитовой стадии. Максимально обогащен этим элементом биотит из каменноугольных (2940 г/т) и пержанских (5320 г/т) гранитов [124, 183].

Интересно, что несколько обогащенными Li оказались также биотиты из древнейших плагιοгранитов (400 г/т), коростышевских гранитов (512 г/т) и гранитоидов новоукраинского комплекса (до 420 г/т). За исключением коростышевских гранитов, все это интрузивные образования, исходная магма которых генерировалась ниже "гранитного" слоя земной коры. В биотитах из палингенных и метагенных коро-

вых гранитов содержание Li находится, как правило, в пределах 100–350 г/т, и только в винницких чарнокитоидах понижается до 50 г/т. Таким образом, количество Li в биотите не только служит показателем степени дифференцированности исходной магмы, в некоторых случаях по нему можно судить и о глубинах ее генерации.

С к а н д и й. Относится к числу постоянных элементов-примесей биотита, изоморфно замещающая в его структуре Fe и Mg. Биотит является главным минералом-носителем и минералом-концентратором Sc в биотитовых гранитах; в гранат- и амфиболсодержащих гранитоидах он уступает ведущую роль в концентрировании Sc гранатам и роговой обманке. Среднее содержание его в биотите из гранитоидов 61 г/т при максимальной концентрации (86 г/т) в биотите из лейкократовых гранитов и минимальной (45 г/т) — из гранодиоритов.

Наиболее высокой концентрацией Sc (до 73–90 г/т) отличается биотит из гранитоидов анортозит-рапакивигранитовой формации; меньше его (30 г/т) в биотите из гранатсодержащих гранитов, а также нормальных гранитов мокромосковского и житомирского комплексов.

Н и к е л ь, к о б а л ь т и х р о м. Проявляют кристаллохимическое и геохимическое сродство с железом. Среднее содержание этих элементов в биотите из гранитоидов составляет соответственно 153, 47 и 92 г/т [217]. Примерно такое же среднее содержание Co и Cr и в биотите из гранитоидов Украинского щита; Ni же значительно меньше (50 г/т). Отмечается общая тенденция снижения концентрации всех трех элементов в биотите от более древних и меланократовых к молодым и лейкократовым гранитоидам. Вместе с тем обращает на себя внимание тот факт, что только в биотите из диоритов и гранодиоритов, а также гранитов уманского и анадольского комплексов Ni преобладает над Co и Cr; в биотите из всех остальных гранитов заметно преобладает Cr. Если это не следствие аналитических погрешностей, то объяснение данного явления требует специальных исследований.

Циркон

Самую большую петрогенетическую и корреляционную информацию несет химический состав циркона. В нем установлено в количествах от 0,0001 до 10 % больше 40 элементов, из которых самыми распространенными (не считая Zr, Si и O) являются Hf, U, Th, Pb, Y, Fe, Nb, Ta, Al, Ca, Sc, PЗЭ и др. Характер их вхождения в состав минерала разный и для каждого элемента часто остается спорным. Постоянное наличие примесей Hf, U и Th обычно объясняется изовалентным изоморфизмом с Zr. В пользу этого свидетельствует одинаковый размер или небольшое различие в ионных радиусах данных элементов (γ Zr и Hf — 84 нм, γ Th и U — 98 нм), близость значений электроотрицатель-

ности (Zr — 816; Hf и U — 753; Th — 691 эВ), а также потенциалов ионизации (Zr — 6,8; Hf — 5,5; U — 4 кДж/моль [167]). Однако некоторые исследователи придерживаются другого мнения.

Основываясь на экспериментальных данных по выращиванию циркона в гидротермальных условиях, Р.Каруба [450] и А.Ф.Макеев [221] пришли к выводу о возможности образования твердых растворов силикатов Zr, Hf и U. Известно также, что Th образует самостоятельную минеральную фазу (торит).

Г.Герц [458], Э.Е.Вайнштейн и др. [54, 55], исследуя состав микровключений в цирконе, обнаружили в нем магнетит, ильменит, апатит, рутил, сфен, торит и ураноторит, монацит, ксенотим, фергусонит и другие минералы, а также газовой-жидкие фазы. Примеси входят в интерстиции, дефекты кристаллов, находятся как субмикроскопические включения, адсорбируются поверхностями граней. Возможно, последнее объясняет, почему так часто при исследовании циркона методом осколковой радиографии наиболее обогащенными радиоактивными элементами оказываются обычно краевые части зерен, трещины и т.д., что в отдельных случаях приписывается зональному распределению U и Th и обогащению ими краевых частей зерен на последних стадиях кристаллизации [221, 458].

Л.В.Таусон [336] указывает на более широкую смесимость Zr и U в гидроксилсодержащих ортосиликатах этих элементов. Известный ортосиликат U — коффинит — структурно близок к циртолиту, который характеризуется гораздо более высокими содержаниями U, чем обычный циркон.

Работы по химическому выщелачиванию U из цирконов также свидетельствуют о возможности образования его собственного минерала, изоструктурного с цирконом, или молекулярной формы рассеяния в последнем. Из циркона, который кислотами не разлагается, концентрированными растворителями (HCl + H₂O₂) удастся извлечь до 30—50 % содержащегося в нем U.

В цирконе постоянно есть Y, высокое содержание которого (до 2—10 %) часто сопряжено с повышенным содержанием РЗЭ и фосфора (до 4—9 % P₂O₅) и логичнее всего объясняется включениями ксенотима. Это подтверждается тем, что в таких цирконах состав РЗЭ, как и в ксенотиме, с преобладанием иттриевой группы [107]. Вместе с тем некоторые исследователи допускают вхождение РЗЭ, Y и P в решетку циркона в результате гетеровалентного изоморфизма по схеме $Zr^{4+} + Si^{4+} \rightarrow R^{3+} + P^{5+}$ [216], ссылаясь при этом на специальные исследования [467].

Наличие в цирконе включений ксенотима позволяет также допустить вероятность изоморфного замещения в нем иттрия ураном по схеме $2Y^{3+} \rightarrow U^{4+} + Ca^{2+}$. Однако такая форма вхождения U возможна лишь в цирконах, сильно обогащенных Y.

Вероятно, часть элементов-примесей в цирконе эпигенетического

происхождения, что связано со стадией его перехода в метамиктное состояние и воздействием вторичных геохимических процессов [220]. Метамиктный распад выражается в переходе от упорядоченного структурного состояния в агрегатное — тонкодисперсную микрогетерогенную смесь аморфных и кристаллических фаз $ZrSiO_4$, ZrO_2 , SiO_2 . Структурно-упорядоченное состояние метамиктного циркона частично или полностью восстанавливается прокаливанием его при температурах 600–1300 °С.

Метамиктный циркон обычно составляет не более 3–5 % общего количества этого минерала в горной породе [221], а в неизменных гранитоидах его значительно меньше. Уровень метамиктности повышается лишь в цирконах субплатформенных гранитоидов щелочного ряда и в породах, претерпевших интенсивный метасоматоз.

О количественном содержании элементов-примесей в цирконах из гранитоидов имеется довольно обширная литература. Наиболее полно в этом отношении изучен Hf [2, 22, 54, 55, 390, 458]. Сейчас, вероятно, можно считать достоверно установленной сравнительно устойчивую связь отношения Zr/Hf в цирконе с составом вмещающих пород. Наиболее высокие отношения этих элементов наблюдаются в более основных разностях гранитоидов ранних фаз становления и снижаются в более кислых лейкократовых гранитах. Минимальные отношения Zr/Hf характерны для существенно микроклиновых аляскитовых гранитов и щелочных метасоматитов. Высказывается мнение о существовании определенной связи Zr/Hf с возрастом гранитоидов.

Сведений о количественном содержании и закономерностях распределения других элементов-примесей в цирконах из гранитоидов значительно меньше и иногда они противоречивы. Так, например, Т.Томита [488] обнаружил, что в меловых гранитах Японии поздние цирконы более радиоактивны по сравнению с ранними и, следовательно, содержат больше U и Th. Подобная закономерность, связанная, очевидно, с общей эволюцией состава гранитной магмы, отмечалась и другими исследователями [107, 216, 336]. В гранитоидах Горного Алтая, например, установлено пятикратное превышение радиоактивности цирконов из апикальных участков массивов над радиоактивностью цирконов из более глубоких зон [216]. В то же время Л.В.Таусон [336] при изучении Сусамырского гранитоидного массива установил, что циркон главной интрузивной фазы относительно обогащен U (0,15 %) по сравнению с цирконом завершающих фаз (0,1 %). При этом, однако, в более раннем цирконе лишь 4–6 % общего U в породе приходится на этот минерал, а остальная его часть распределена между сфеном и ортитом; в более поздних фазах циркон содержит до 20–40 % общего количества U в породе; при этом в 1,5–2 раза возрастает содержание циркона в породе. При переходе от одной фазы к другой общее количество U в породе снижается и меняются его ведущие минералы-носители, а концентрация в них этого элемента оста-

ся почти неизменной, характерной именно для данного гранитоидного комплекса. Это очень интересное и важное наблюдение.

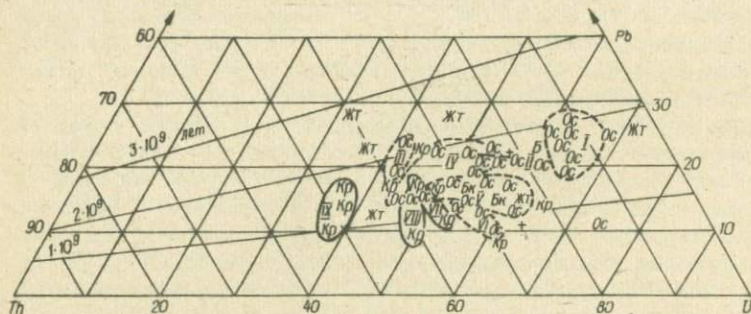
Ряд существенных закономерностей в распределении элементов-примесей в цирконе подметили О.П.Елисеева с соавторами [107], изучавшие гранитоиды Северного Казахстана. Накопление U, Th и Y в цирконе завершающих этапов кристаллизации гранитоидной магмы они связывают с возрастанием кислотности. В конечных продуктах кристаллизации наряду с увеличением содержания этих элементов повышается содержание цирколита. Цирконы из пород одного состава, но разного возраста могут значительно отличаться содержанием Hf и отношением Zr/Hf. В цирколитах это отношение понижено по сравнению с цирконом из тех же образцов. От ранних к поздним фазам увеличивается отношение Th/U; цирконы лейкократовых гранитов разных комплексов заметно отличаются содержанием U, Th, Y и Hf.

Для изучения закономерностей распределения редких элементов в цирконе нами проанализировано 116 проб из гранитоидов разных формаций Украинского щита рентгенофлуоресцентным методом на специально разработанной установке для определения химического состава микроколичеств минерального вещества (описание установки и методики анализа приведено в работе [395]). Определялись Zr, Hf, U, Th, Pb, Y, Yb; чувствительность 0,001 %, относительная погрешность 5–10 %.

Полученные результаты в общем подтвердили ранее установленную другими исследователями обогащенность элементами-примесями цирконов из более лейкократовых гранитов, представляющих поздние фазы, по сравнению с цирконами более ранних меланократовых гранитов, а также цирконов из гранитоидов поздних этапов становления земной коры по сравнению с более древними. Максимальными содержаниями элементов-примесей характеризуются цирконы из граносиенитов, гранитов анортозит-рапакивигранитовой формации, существенно микроклиновых гранитов; минимальными — из плагиигранитов и чарнокитоидов эндербит-плагиигранитовой стадии, а также диоритов и тоналитов чарнокит-гранитовой стадии формирования земной коры. Однако более углубленный анализ распределения элементов-примесей в цирконе из пород разных фаз становления отдельных комплексов позволил вскрыть ряд очень интересных ранее неизвестных закономерностей.

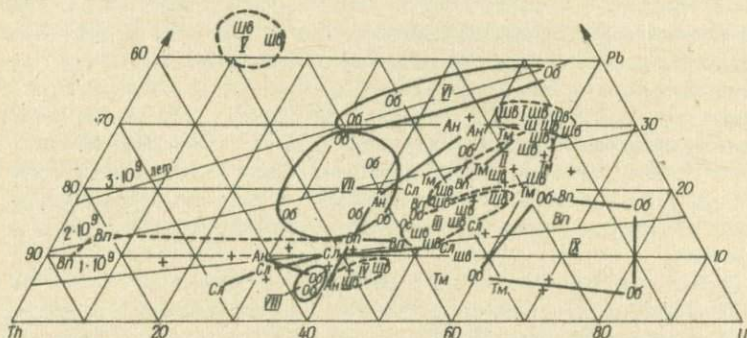
Содержания трех более тесно связанных между собой элементов (U, Th и Pb) были пересчитаны на 100 % и результаты нанесены на тройную диаграмму (рис. 28–30). Кроме результатов наших анализов использованы также 25 анализов цирконов из гранитоидов Украинского щита, приведенных в работе [142]. На диаграмму нанесены три изохроны, соответствующие 1000, 2000 и 3000 млн лет. Они соединяют точки, соответствующие соотношениям между U и Pb, а также Th и Pb, установившимся за определенное время после кристаллизации

циркона при условии закрытости системы в отношении данных элементов и отсутствия в ней первичного, нерадиоγενного Pb. Тот факт, что большинство проанализированных цирконов располагаются в пределах поля, ограниченного этими изохронами, подтверждает такое условие. Однако только в определенной мере, в самом общем виде, так как в деталях строгой зависимости между возрастом вмещающих гранитоидов и положением цирконов на рассматриваемой диаграмме нет. В частности, цирконы из молодых гранитоидов нередко оказываются более богатыми (абсолютно и относительно) Pb, чем из древних, а иногда цирконы из древних пород сравнительно обогащены U и обед-



Р и с. 28. Соотношение U, Th и Pb в цирконе из гранитоидов Северо-Западного района:

I — граниты лейкократовые; II — то же, мухаревские; III — кварцевые диориты; IV — гранодиориты и гранодиорит-порфиры; V — граниты мезократовые; VI — то же, субщелочные; VII — рапакиви; VIII — сиениты, с. Дидковичи; IX — то же, ястребцы. Обозначения комплексов см. в табл. 1; крестиком показаны вулканы клесовской серии



Р и с. 29. Соотношение U, Th и Pb в цирконе из гранитоидов Призовского района: I — плагиограниты, обогащенные SiO₂; II — то же, нормальные; III — то же, калишпатизированные; IV — граниты микроклин-плагиоклазовые; V — плагиограниты окремненные; VI — кварцевые диориты; VII — диориты; VIII — гранодиориты; IX — гранодиориты метасоматически измененные. Обозначения комплексов см. в табл. 1; крестиком показаны гнейсы и мигматиты

лекса. В то же время соотношение между U и Th резко меняется в составе каждого комплекса, будучи основной причиной появления указанных трендов. Отсюда можно заключить, что содержание Pb и соотношение его с U в цирконах зависит не только от возраста системы, но и от условий ее образования, в то время как соотношение между U и Th, а точнее — между Th и суммой Pb и U определяется изменением режима кислотности — щелочности среды в ходе гранитообразования.

Рассмотрим более подробно соотношения между U, Th и Pb и содержания других примесей в цирконах из гранитоидов, по которым у нас имеется наиболее представительный материал.

В цирконах из гранитоидов осницкого комплекса (см. рис. 28) содержание трех рассматриваемых элементов меняется в следующих пределах: U — 140—770; Th — 30—540; Pb — 50—280 г/т. По их отношению, а также с учетом содержания других элементов-примесей, эти цирконы разделяются на шесть групп. К первой группе относятся цирконы из лейкократовых обогащенных кремнеземом гранитов, кристаллизовавшихся при несколько повышенной кислотности. Для них характерны наиболее низкое отношение $Th/(U + Pb) = 0,09—0,19$, несколько повышенные содержания Yb (до 860 г/т), Y (до 2580 г/т) и Hf (до 1,57 %; $Zr/Hf = 40—48$). Вторую группу представляют цирконы из мухаревских, тоже преимущественно лейкократовых гранитов; в них отношение $Th/(U + Pb)$ несколько выше (0,23—0,37), заметно снижается содержание всех остальных элементов-примесей (среднее: Yb — 400 г/т; Y — 1700; Hf — 1,41; отношение $Zr/Hf = 37—46$).

В цирконах следующих четырех групп отношение $Th/(U + Pb)$ почти одинаковое и находится в пределах 0,33—0,69, зато заметно меняется отношение $U/(Th + Pb)$. В цирконах третьей группы (из кварцевых диоритов) оно наиболее низкое (0,69—0,73); в цирконах из гранодиоритов и гранодиорит-порфиров (четвертая группа) немного выше (до 1,24), эти цирконы характеризуются наиболее высокими содержаниями Yb (до 1140 г/т), Y (до 3740 г/т) и Hf (до 1,57 %); отношение $Zr/Hf = 38—46$. Цирконы пятой и шестой групп имеют примерно одинаковые отношения $U/(Th + Pb)$ (1,40) и различаются главным образом по более высокому отношению $Th/(U + Pb)$ в цирконах шестой группы (0,42—0,46). Одновременно они характеризуются наиболее низкими из всех цирконов осницкого комплекса содержаниями Yb (300 г/т) и повышенным отношением Zr/Hf (46—53). Вмещающими породами являются граниты с повышенной щелочностью, в которых сумма Na_2O и K_2O превышает 8 %. Пятую группу представляют цирконы из обычных наиболее распространенных гранитов осницкого типа, которые в общем сходны с гранитоидами четвертой группы, но по сравнению с ними несколько обогащены щелочными элементами.

Отдельно расположились на диаграмме два циркона: из метасоматически измененных гранитов, претерпевших кислотное выщелачива-

ние (они характеризуются наиболее высоким содержанием Pb — 510 г/т), и из субщелочного жильного гранита. В последнем очень мало Pb (70 г/т) и больше чем в других цирконах Y (4550 г/т).

Довольно хорошо представлены цирконы из плагиогранитов швеченковского комплекса Приазовья (см. рис. 29); они разделились на четыре группы. В первую входят цирконы из несколько обогащенных кремнеземом плагиогранитов, в которых отношение $Th/(U + Pb)$ наиболее низкое (0,11—0,21). В двух следующих группах цирконов из обычных плагиогранитов это отношение меняется в пределах 0,22—0,63; различаются они между собой содержаниями Y и Yb, значительно более высокими в цирконах второй группы (соответственно 2090—4570 и 470—740 г/т), а также отношением Zr/Hf (во второй группе 41—54, в третьей — 35—51). Четвертую группу представляют цирконы из микроклин-плагиоклазовых гранитов с несколько повышенной щелочностью. Они характеризуются наиболее высоким отношением $Th/(U + Pb)$ (0,64—1,09), пониженными содержаниями Y (720—1080 г/т) и особенно Yb (меньше 100 г/т).

Отдельно расположились на диаграмме два циркона из метасоматически измененных плагиогранитов, претерпевших кислотное выщелачивание. Они характеризуются повышенными содержаниями Pb и нехарактерным для данного комплекса низким (до 0,09) отношением $U/(Pb + Th)$; во всех других цирконах из плагиогранитов швеченковского комплекса это отношение практически постоянно и равно 1,0—1,5.

Остальные комплексы представлены значительно меньшим количеством проанализированных цирконов, однако и по ним прослеживается сходный характер зависимости соотношений U, Th и Pb не только от возраста гранита, но и от кислотности — щелочности минералообразующей среды. Семь цирконов из чарнокитоидов токмакского комплекса представляют три группы пород. Цирконы из эндрбитов характеризуются наименьшим отношением $Th/(U + Pb)$ (0,20—0,23). В то же время в них самые низкие содержания Yb (290—390 г/т) и Y (610—830 г/т) при умеренном отношении Zr/Hf (43—52). Последнее несколько снижается в цирконах из плагиочарнокитов (37—50), а отношение $Th/(U + Pb)$ в них несколько возрастает. Цирконы из чарнокитов характеризуются повышенным отношением Zr/Hf (55—57), самым низким из всех проанализированных цирконов — $Pb/(U + Th) = 0,08—0,11$ и несколько повышенным — $U/(Pb + Th) = 1,0—1,2$. В цирконах из эндрбитов и плагиочарнокитов последнее отношение такое же, как и в плагиогранитах швеченковского комплекса; расположение на диаграмме цирконов из чарнокитов свидетельствует в пользу немагматического происхождения этих пород.

Состав цирконов из пород обиточненского комплекса по количественному содержанию элементов-примесей довольно однообразный, в то время как соотношения Th, U и Pb варьируют в очень широких

пределах. В целом цирконы из диоритов и тоналитов этого комплекса характеризуются самыми низкими содержаниями всех элементов-примесей. По соотношению Th, U и Pb они разбиваются на четыре группы. Три первые, по нашему мнению, представляют цирконы из пород магматического происхождения. На тройной диаграмме (см. рис. 29) они располагаются левее и выше основного поля цирконов из гранитоидов, что свидетельствует о кристаллизации их при низкой щелочности. Цирконы первой группы (из кварцевых диоритов), кристаллизовавшиеся в условиях несколько повышенной кислотности, характеризуются самыми низкими содержаниями всех элементов-примесей и отношением $Th/(U + Pb) = 0,08-0,67$, отношение Zr/Hf составляет 45-51. В цирконах второй группы (из диоритов) количество элементов-примесей меняется в довольно широких пределах, как и отношение Zr/Hf . Последнее больше в цирконах из пород меньшей кислотности и понижается в направлении ее повышения (в пределах каждой группы): в первой от 51 до 45; во второй — от 53 до 38, в третьей — от 67 до 42. Цирконы третьей группы (из гранодиоритов) характеризуются наиболее высоким отношением $Th/(U + Pb) = 1,29-1,36$ и самым низким — $Pb/(U + Th) = 0,04-0,07$. Обособлены на диаграмме цирконы из метасоматически измененных гранодиоритов с резким преобладанием U над Th и Pb; этим же цирконам свойственно очень низкое отношение $Zr/Hf = 35-42$ и несколько повышенное содержание Y (630-820 г/т).

Цирконы из салтычанских гранитов Приазовья образуют на диаграмме отчетливый тренд, который как бы продолжает тренд плагиогранитов шевченковского комплекса в сторону более щелочной обстановки (повышенное содержание Th). В условиях несколько более высокой кислотности кристаллизовались цирконы в небольших жильных телах микроклин-плагиоклазовых гранитов; они характеризуются большим отношением $Zr/Hf = 48$ и относительно невысоким содержанием Y (до 1160 г/т). В цирконах из типичных биотитовых гранитов с ортитом несколько снижается отношение Zr/Hf (до 42) и повышается — $Th/(U + Pb)$ (до 1,07), возрастает и количество Y (1340 г/т). Субщелочные разности гранитов содержат циркон с наиболее высокой концентрацией всех элементов-примесей и существенным преобладанием Th над U и Pb ($Th/(U + Pb) = 1,63-2,33$).

Цирконы из типичных анадольских гранитов располагаются почти в том же поле, что и цирконы из гранитов салтычанского комплекса. Показательно, что положение точек биотитов из этих гранитов на диаграммах соотношения глиноземистости и железистости тоже практически совпадает. Цирконы из анадольских гранитов характеризуются наиболее высокими содержаниями всех элементов-примесей ($\Sigma(U, Th, Pb)$ до 8220 г/т, Yb до 710 г/т, Y до 5120 г/т) и очень низким цирконий-гафниевым отношением (29-30). Циркон из андровского гранита расположился в стороне от основной группы "гранитных цирко-

нов", в поле несколько повышенной кислотности, что подтверждает немагматическое происхождение этих пород.

Из сложного в петрографическом отношении восточноприазовского комплекса проанализированных цирконов очень мало и поэтому можно судить лишь об общей тенденции изменения их состава в разных фазах комплекса. В дубовских роговообманковых гранитах циркон содержит очень мало элементов-примесей ($\Sigma (U, Th, Pb) = 480$; $Yb < 100$; $Y = 1760$ г/т) и характеризуется минимальным отношением $Th / (U + Pb) = 0,14$. В каранских гранитах циркон уже заметно обогащен U и Th; количество Pb тоже увеличивается, но все же два первых элемента резко преобладают. Циркон из граносиенитов характеризуется наиболее высоким содержанием элементов-примесей и самым низким отношением Zr/Hf. Содержание элементов-примесей в цирконах из нефелиновых сиенитов, судя по данным [142], сравнительно невысокое и при этом Th резко преобладает над Pb и U.

На тройной диаграмме показаны также цирконы из других гранитоидных комплексов и некоторых метаморфических и ультраметаморфических пород (см. рис. 30). Как уже упоминалось, точки цирконов из щелочных метасоматитов г. Кривой Рог расположились у вершины треугольника, соответствующей максимальным содержаниям U; полагаем, что это может служить дополнительным поисковым критерием для рудных метасоматитов. Цирконы из метасоматически измененных песчаников и конгломератов криворожской серии тяготеют к "ториевой" вершине треугольника. Цирконы большинства гнейсов и мигматитов расположились на первый взгляд хаотически в очень широком интервале изменения содержаний U, Th и Pb: безусловно, здесь тоже существует определенная закономерность, однако выявление ее требует получения дополнительного специально подобранного материала. Сейчас можно лишь отметить, что в цирконах из гранитов по сравнению с цирконами из гнейсов и мигматитов соотношения элементов-примесей заметно отличаются.

Цирконы из вулканитов клесовской серии (к сожалению, их всего два) расположились практически в пределах полосы цирконов из осницких гранитоидов, что может служить дополнительным подтверждением принадлежности их к единой вулканоплутонической ассоциации.

Резюмируя изложенное, можно с полной уверенностью утверждать, что химический состав цирконов столь же высоко информативен для расшифровки петрогенезиса и формационной принадлежности гранитоидов, как состав ЩПШ и биотитов. По нему можно уточнять правильность отнесения гранитоидов к тому или иному комплексу, определять их возраст, уточнять выделение магматических фаз в составе комплексов, определять степень дифференцированности этих фаз и характер изменения режима кислотности — щелочности в процессе становления как отдельных фаз, так и всего комплекса. На основе состава цирконов

можно судить о генезисе гранитов, выявлять характер наложенных процессов, что имеет важное металлогеническое значение, так как эти процессы практически всегда ведут к накоплению рудных компонентов, а состав последних определяется в значительной степени кислотно-щелочными условиями минералообразования.

Апатит

Наиболее информативными характеристиками для апатитов из гранитоидов являются содержания в них Sr, Y и PЗЭ. Так, в плагиигранитах днепропетровского комплекса апатит обогащен Ce (21–35 % суммы PЗЭ) и Nd (24–29 %), которые заметно преобладают над Y, La (4–9 %) и Pr (2–4 %). Элементы четных номеров после Sm, составляющие 0,5–8,0 % общей суммы, преобладают над нечетными (0,1–0,5 %). В апатитах из гранитов мокромосковского комплекса, при общем содержании PЗЭ 0,2–0,7 %, резко преобладает Y (28–70 %); Nd (5–20 %) и Ce (2–15 %) заметно преобладают над La (0,6–4,3 %) и Pr (0,7–2,0 %). Начиная с Sm, четные элементы (2–10 %) резко преобладают над нечетными [310]. В апатитах из гранитоидов житомирского комплекса содержание PЗЭ очень низкое (0,05–0,3 %) при преобладании цериевой группы в гранитах, иттриевой – в гранито-гнейсах. Высоким содержанием PЗЭ характеризуются апатиты из гранитов анadoluского комплекса (0,8–1,4 %); из них на долю Y приходится 20–25 %, Ce – 3–32 %, Nd – 3–19, La – 1–11, Pr – 0,1–4 %.

Рентгенофлюоресцентным методом в лаборатории ИГФМ АН УССР (аналитики А.В.Андреев и А.К.Чебуркин) определено содержание Sr и Y в 118 пробах апатитов из гранитоидов Приазовского и Северо-Западного районов Украинского щита (табл. 5). Содержание Sr меняется в пределах 6–1000 г/т, будучи наиболее низким в апатитах из коростенских гранитов и наиболее высоким – в диоритах обиточненского комплекса. Содержание Y находится в пределах 50 (диориты обиточненского комплекса) – 3000 г/т (граниты анadoluского комплекса) и даже 15000 г/т (пегматоидная разность мухаревских гранитов). Между содержаниями в апатитах этих двух элементов намечается обратно пропорциональная зависимость. На диаграмме Y – Sr (рис. 31, 32) апатиты из гранитоидов довольно простых по составу комплексов заняли локальные поля, соответствующие определенным отношениям этих элементов (обиточненский комплекс – 0,1–1; салтычанский – 1–2; токмакский – 1,5–4; восточноприазовский – 4–10; житомирский – 4–12; анadoluский – 10–30). Исключение составляют апатиты из плагиигранитов шевченковского комплекса, в которых, несмотря на довольно однообразный состав вмещающих пород, отношение Y/Sr меняется в довольно значительных пределах (0,3–3). Заметно обогащенными Y здесь оказались апатиты из архейских плагиигранитов

Таблица Б. Содержание Sr и Y в апатитах из гранитоидов Северо-Западного и Приазовского районов Украинского щита, г/т

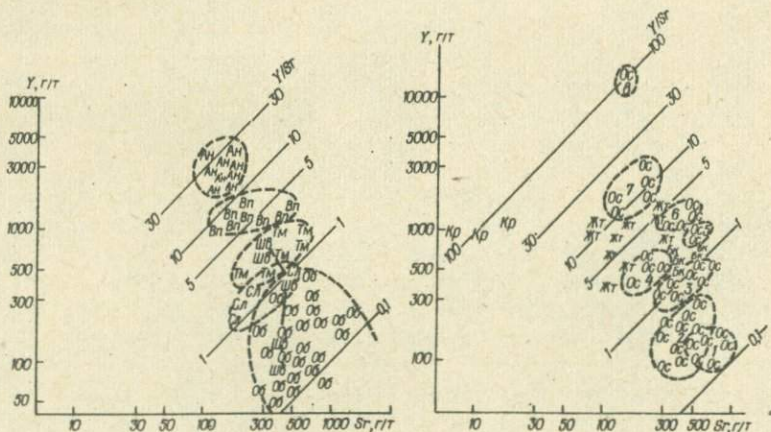
Номер пробы	Комплекс	Порода	Sr	Y
P-32/3	Токмакский	Эндербит	315	418
P-108/4	"	"	347	996
P-27/2	"	"	447	676
P-15/2	"	Чернокит	495	720
P-34/2	"	"	199	433
79-23/6	"	"	572	962
C-247	Шевченковский	Плагиогранит	430	82
79-30/4	"	"	408	152
1079	"	"	438	393
1152а	"	"	308	673
1142'	"	"	290	683
1142	"	"	335	804
П-2817/16	Обиточненский	Диорит	406	47
32/68	"	"	500	62
1135а	"	"	453	75
1135б	"	"	313	66
1135в	"	"	404	70
C-196	"	"	635	99
C-290/1	"	"	620	105
C-512	"	"	831	66
569	"	"	504	112
C-512	"	"	590	128
65/68	"	"	460	144
C-135в	"	"	466	138
79/70	"	"	386	127
C-177	"	"	460	156
C-225	"	Гранодиорит	659	188
301/63	"	"	737	214
K-316/64	"	"	691	230
KM-8	"	"	1283	220
KM-8'	"	"	1401	233
47	"	"	633	370
C-316/1	"	"	455	239
1649/1в	"	"	272	166
30	"	"	569	448
C-223	"	"	333	328
80-2/10	Осницкий	Диабаз	606	92
82-1/1	"	Габбро-диабаз	456	152
80-2/1	"	"	806	144
82-9/5	"	Габбро-диорит	720	158
82-5/1	"	Диорит	303	92
80-1/4	"	"	556	91
82-6/1	"	"	379	114
82-5/1	"	"	386	126
82-15/1	"	"	357	195
82-13/8	"	"	382	186
81-57/7	"	"	430	232
82-13/1	"	"	481	286
82-1/1	"	"	456	152

Продолжение табл. 5

Номер пробы	Комплекс	Порода	Gr	Y
81-56/2	Осницкий	Диорит	452	171
82-1/3	"	"	621	163
80-2/5	"	"	296	170
80-14/1	"	Гранит мухареvский	282	363
80-14/3	"	То же	389	318
195-201/74	"	"	460	493
167-171/74	"	"	486	525
80-6/4	"	Гранодиорит осницкий	363	386
82-2/8	"	То же	474	427
82-4/5	"	"	499	539
81-57/8	"	"	621	534
80-1/5а	"	Гранит меланократовый	161	386
80-1/5б	"	То же	225	510
82-11/15	"	"	315	523
81-54/1	"	"	215	598
80-19/1	"	Гранодиорит шепетовский	512	878
80-19/4	"	То же	500	800
362/74	"	Гранит мухареvский	364	1124
82-11/4	"	Метавулканит клеvсовский	293	1119
82-2/13	"	То же	401	1373
82-2/19	"	"	455	1246
80-6/3	"	Гранит лейкократовый	111	1388
80-6/3а	"	То же	115	1550
82-9/4	"	"	209	1839
481/74	"	"	204	2162
80-9/2	"	"	201	2848
80-14/4	"	Гранит мухареvский пегматоидный	144	15840
81-62/1	Букинский	Гранодиорит	351	610
81-63/1	"	"	305	709
81-64/1б	"	"	370	524
81-65/1	"	"	503	558
81-64/1	"	"	472	683
К-658	Житомирский	Гранит	112	365
339/74	"	Пегматит	154	503
355/74	"	Гранит	124	639
253/74	"	"	136	848
К-630	"	"	332	861
559/73	"	"	79	962
50-52/74	"	"	148	1023
80-16/1	"	"	101	1098
29-31/74	"	Пегматит	250	1177
81-61/1	"	Гранит	219	1249
81-66/1б	"	"	223	1352
81-66/1	"	"	237	1428
1123	Салтычvнский	"	243	343
78-2/14	"	"	203	310
1390	"	"	188	203
288/63	"	"	459	508
81-31/1	Авдольский	"	135	2689
100/68	"	"	143	2296

Окончание табл. 5

Номер пробы	Комплекс	Порода	Sr	Y
100/68'	Анадольский	Гранит	161	2669
81-31/1'	"	"	118	3015
K-743	"	"	160	2950
K-742	"	"	123	2982
K-713	"	"	158	2208
K-741	"	"	130	2912
K-740	"	"	101	3605
K-678a	"	"	158	4270
302/63	Восточно-приазовский	"	150	1061
631/63	"	"	198	1263
272/63	"	"	139	1041
224/63	"	"	150	1353
317/63	"	"	187	1760
K-697	"	"	425	1438
K-697a	"	Пегматит	391	1319
293/63	"	Гранит	238	1244
80-20/1	Коростенский	Гранит рапакивиподобный	6	973
80-20/1a	"	То же	8	942
81-67/1	"	"	15	1027



Р и с. 31. Соотношение Y и Sr в апатитах из гранитоидов Приазовского района. Обозначения комплексов см. в табл. 1

Р и с. 32. Соотношение Y и Sr в апатитах из гранитоидов Северо-Западного района. Поля пород осницкого комплекса: 1 — диабазы и габбро-диабазы; 2 — диориты; 3 — граниты мухареvские и гранодиориты; 4 — граниты меланократовые; 5 — гранодиориты шепетовские; 6 — метавулканыты клесовские; 7 — граниты лейкократовые; 8 — граниты мухареvские пегматоидные. Обозначения комплексов см. в табл. 1

тов, подвергшихся наложенной мигматизации с обогащением ЩПШ в раннем протерозое.

В апатитах из сложного по составу осницкого комплекса отношение Y/Sr варьирует в очень широких пределах (0,1–100), составляя 0,1–0,4 в апатитах из диабазов и габбро-диабазов, 0,2–0,7 — из диоритов, 0,8–1,5 — из гранодиоритов и мухареvских гранитов, 2–4 — из меланократовых гранитов и метавулканитов, 7–15 — из лейкократовых гранитов и достигает почти 100 в пегматоидных разностях мухареvских гранитов. Такое же высокое это отношение в апатитах из рапаквивоподобных гранитов коростенского комплекса, которые характеризуются наиболее низкими содержаниями Sr (6–15 г/т) и поэтому обособлены на диаграмме, занимая поле в крайней левой ее части.

Можно сделать предварительный вывод, что основным фактором, определяющим содержание Y и Sr и их соотношение в апатитах из гранитоидов, является кремнеземистость и основность вмещающих пород: по мере снижения основности и увеличения содержания SiO_2 в гранитоидах в апатитах возрастает содержание Y при одновременном снижении содержания Sr . Однако кроме этого сказываются и другие пока достоверно не выясненные факторы, влияние которых приводит к разным соотношениям двух рассматриваемых элементов в апатитах из гранитов сходного состава, но относящихся к разным комплексам.

Сфен

Содержание редкоземельных элементов в сфенах из гранитоидов Украинского щита в среднем не превышает 2 % и увеличивается до 4 % только в отдельных типах мигматитов Среднего Приднепровья [255] и Приазовья [2] и в метасоматически измененных граносиенитах восточноприазовского комплекса [437]. Для основной массы сфенов ранних генераций устанавливается селективно цериевый или комплексный состав редких земель с церий-неодимовым максимумом. К существенно цериевым относятся сфены из биотитовых гранитов салтычанского комплекса, роговообманко-биотитовых гранитов восточноприазовского комплекса, гранитоидов и мигматитов Приазовья. Для сфенов поздних генераций, а также образовавшихся в результате метасоматического изменения первичных пород, характерно повышение роли тяжелых лантаноидов и увеличение содержания иттрия. Такой селективно иттриевый состав имеют сфены альбитизированных гранитов и продуктов ощелачивания сиенитов Приазовья [437].

Рентгенофлуоресцентным методом нами определено содержание Fe , Mn , Y , Zr , Nb , Th , U , Sr и Mo в 32 пробах сфенов из гранитоидов и некоторых других пород Приазовского и Северо-Западного районов Украинского щита (табл. 6). Установлено, что содержание Fe в сфене зависит в первую очередь от основности вмещающих пород, а не от тем-

Таблица 6. Содержание элементов-примесей в сфенах из гранитоидов и некоторых других пород Украинского щита, г/т

Номера пробы	Порода	Y	Zr	Nb	Th	U	Sr	Fe*	Mn	Mo
1257	Приазовский амфиболит	921	1829	—	Сле-ды	Сле-ды	228	3,67	2070	Сле-ды
32/7	То же	1180	1916	284	1297	—	1514	6,78	2700	—
82-10/1	Осницкий габбро-диабаз	1614	1045	1131	284	—	196	2,32	660	—
80-2/10	То же	1249	735	1267	192	120	72	1,74	270	—
1-68	Обиточненский диорит	1650	586	806	282	—	—	2,08	1210	—
C-225	То же	3480	2008	1222	405	208	Сле-ды	1,83	1570	—
82-15/1	Осницкий диорит	2506	3462	2123	346	115	276	3,16	1960	—
82-6/1	То же	2088	1036	1080	330	—	—	1,88	1480	—
81-56/2	"	1379	568	1273	295	—	118	1,40	1290	64
80-2/1	"	1110	804	1244	266	—	55	1,95	850	—
80-1/4	"	600	671	1208	262	—	103	1,83	1680	—
80-8/1	"	883	363	2473	74	120	86	1,28	1190	—
80-6/4	Осницкий гранодиорит	2642	687	1587	387	—	51	2,48	1860	—
80-1/5	То же	1529	2430	1972	—	Сле-ды	89	2,48	2660	—
81-56/4	"	1469	617	1181	—	—	131	1,85	2310	87
358-359/74	Осницкий гранит	2961	1776	1997	—	—	119	2,78	2150	Сле-ды
468-486/74	То же	3185	739	1152	Сле-ды	—	40	2,01	2030	—
80-19/1а	Шепетовский гранодиорит	1532	2922	2188	69	109	43	1,02	430	—
80-19/4	То же	371	8077	907	—	—	53	1,34	1320	—
80-14/3	Мухаревский гранодиорит	468	373	1184	—	—	55	2,13	760	—
195-201/74	То же	1192	460	1268	—	—	50	2,58	2280	91
1142	Шевченковский плагио-гранит	2593	256	471	—	—	64	1,06	750	—
81-65/1	Букинский гранодиорит	721	184	1824	—	96	58	1,58	1290	—
467/63	Салтычанский гранит	2109	1297	2653	197	—	—	2,20	1060	114
1973/4	То же	2145	114	2806	—	—	60	1,88	1370	—
1123	"	1807	478	3895	Сле-ды	—	—	1,98	1410	—
177/63	Анадольский гранит	1856	4088	2029	369	Сле-ды	Сле-ды	2,65	2240	—
177/63а	То же	1518	5784	2121	226	—	—	2,29	1680	—
1/73	Восточноприазовский гранит	1183	1573	2508	876	—	48	1,91	1300	110
325/63	Приазовский аплитовидный гранит	593	514	1619	—	56	56	2,70	960	—
662/63	То же	2086	632	1860	66	24	16	1,46	1130	—
663/63	"	3714	1015	4002	374	—	116	2,46	790	—

* Приведено в %.

пературы кристаллизации, как считают некоторые исследователи. Наиболее высокое оно в сфенах из амфиболитов (3,67–6,78 %) и самое низкое (1,06 %) в сфене из плагиогранита шевченковского комплекса. В то же время на содержание Fe в сфене оказывает определенное влияние и щелочность вмещающих пород. Так, в осницком комплексе от диоритов к гранитам содержание Fe в сфенах несколько повышается (от 1,8 до 2,8 %); заметно обогащены Fe сфены из богатых Na и K анадольских гранитов (до 2,65 %) и аплитовидных гранитов Приазовья (до 2,7 %).

Содержание Mn в общем положительно коррелируется с содержанием Fe, будучи наиболее высоким (до 2600 г/т) в сфенах из гранодиоритов осницкого комплекса и самым низким (750 г/т) в сфене из шевченковского плагиогранита. Довольно закономерно меняется количество Sr; наиболее обогащены им сфены из амфиболитов (до 1500 г/т), высокая концентрация этого элемента также в сфенах из диоритов осницкого комплекса (до 276 г/т). В нормальных плагиоклаз-микроклиновых гранитах сфен содержит 50–60 г/т стронция, а в сфене из лейкократовых гранитов анадольского комплекса его практически нет.

Очень показательно содержание в сфене Th. Наиболее обогащены им сфены из амфиболитов (до 1300 г/т), а также из субщелочного гранита восточноприазовского комплекса (876 г/т). Высокое содержание Th отмечается в сфенах из диоритов обиточненского и осницкого комплексов и из анадольских гранитов (250–400 г/т). В то же время сфены из гранитов нормальной щелочности характеризуются крайне низкой концентрацией Th.

Содержание Y меняется в пределах 371–3714 г/т, причем зависимость его от состава вмещающих пород не выявляется. Так, сфен из аплитовых гранитов Приазовья содержит от 593 до 3714 г/т Y, из диоритов осницкого комплекса — от 600 до 2506. Устанавливается положительная корреляция Y с Nb, составляющим от 471 до 4000 г/т. Очевидно, содержание обоих этих элементов в сфене обуславливается не составом исходных магм или пород, а условиями кристаллизации. Как отмечалось выше, Y обычно обогащаются сфены метасоматические и магматические более поздних фаз кристаллизации.

Очень широко варьирует в сфенах содержание Zn (114–8077 г/т). Наиболее обогащены им сфены из шелетовских гранодиоритов (2922–8077 г/т) и анадольских гранитов (4088–5784 г/т). Меньше всего его в сфене из некоторых разновидностей салтычанских гранитов (114 г/т), из гранодиоритов букинского комплекса (184 г/т), а также из аплитовидных гранитов Приазовья (514–1015 г/т).

Появление в некоторых сфенах существенного количества молибдена (до 114 г/т) может служить хорошим поисковым признаком, так как с вмещающими их гранитами связаны молибденовые рудопроявления (салтычанский, восточноприазовский и осницкий комплексы).

Элементы-примеси в гранитоидах входят в изоморфной форме в кристаллические решетки породообразующих минералов, образуют собственные аксессуарные минералы, содержащиеся в виде отдельных зерен или субмикроскопических эпитаксических вростков. Последние не являются просто механическими включениями, а как и изоморфные примеси, тесно связаны со структурой минерала-хозяина, образуя закономерные построенные смешанные кристаллы. Самостоятельную группу примесей представляют атомы и молекулы, рассеянные в дефектах и межблочных участках кристаллической решетки минералов. Чаще всего в такой форме в породообразующих минералах находятся халькофильные элементы. Незначительная часть примесей входит в состав газовой-жидких включений.

Свойственные каждому гранитоидному комплексу ассоциации элементов-примесей и их распределение отражают условия образования, состав исходных магм или пород, подвергавшихся гранитизации, первичные концентрации в них рассеянных элементов, характер и скорость кристаллизации расплава, влияние смещения магм, ассимиляции вмещающих пород, проявление наложенных процессов и др.

Все факторы, управляющие закономерностями распределения редких и рудных элементов при гранитообразовании, можно разделить на три группы [337]: 1) кристаллохимические, или кристаллизационной дифференциации; 2) эманационной дифференциации; 3) геологические.

Влияние факторов кристаллизационной дифференциации или кристаллохимического рассеяния подробно рассматривается в специальных кристаллохимических и геохимических работах [36, 47, 337, 362 и др.]. Эти факторы действуют в первую очередь по принципу изоморфизма и заключаются в том, что поведение элементов-примесей в условиях магматической кристаллизации определяется способностью некоторых из них обеспечивать большую энергетическую выгоду минералов смешанного состава по сравнению с чистыми [362]. Одни элементы, изоморфно входя в состав кристаллов, повышают энергию решетки или укрепляют ее, другие наоборот — уменьшают эту энергию или ослабляют решетку. Элементы, повышающие энергию кристаллической решетки, накапливаются в более высокотемпературных продуктах

кристаллизации, а ослабляющие решетку — в более поздних низкотемпературных фазах [192].

Изоморфизм наряду с энтропийным фактором определяется всей совокупностью свойств элементов (валентностью, радиусом атома и иона, энергией ионизации и электроотрицательностью, характером возникающей связи, координационным числом), а также термодинамическими условиями, прежде всего температурными, кислотностью — щелочностью, окислительным потенциалом, концентрацией в системе других компонентов.

В то время как кристаллохимическое рассеяние приводит к "захоронению" значительной части редких и рудных элементов в кристаллических решетках породообразующих и акцессорных минералов уже на ранних стадиях кристаллизации магмы (в основном, сидерофильные элементы), часть примесей (с преобладанием литофильных элементов) продолжает накапливаться в расплаве, вовлекаясь в процесс эманационной дифференциации. Впоследствии они либо выделяются в виде более поздних собственных акцессорных и рудных минералов, либо обогащают заключительные генерации породообразующих минералов, либо образуют неструктурно рассеянные примеси, а в отдельных случаях способны создавать существенные рудные скопления. Именно поэтому значение факторов эманационной дифференциации чрезвычайно важное. Действие данных факторов основано на закономерностях составов и структур силикатных расплавов, влиянии различных летучих компонентов на их состав и условия кристаллизации, на способности многих металлов образовывать в магме устойчивые оксофторидные, гидроксифторидные, оксохлоридные и прочие комплексы, накапливающиеся во флюидной фазе. Если первая группа факторов, обуславливающих кристаллохимическое рассеяние, регулирует в основном поведение элементов-примесей на стадии кристаллизации магмы, то влияние второй группы более глобальное, проявляющееся в широком временном интервале. Эти факторы обеспечивают миграцию элементов в соответствии с их геохимической подвижностью еще до начала кристаллизации магмы. Они интенсивно проявляются в ходе кристаллизации основного объема расплава, действуя параллельно с факторами кристаллохимического рассеяния и приводя к концентрации определенной массы элементов в остаточной флюидной фазе. И, наконец, под их влиянием завершается становление интрузива кристаллизацией самой флюидной фазы, распределяющейся внутри него или вмещающей во вмещающую толщу.

Соотношение между элементами-примесями, вовлекаемыми в процесс кристаллохимического рассеяния или эманационного концентрирования, а также окончательная реализация последнего с кристаллизацией флюидного остатка в значительной степени определяется геологическими условиями становления интрузии: глубиной, размерами, характером движений и др. К числу геологических факторов относятся

также условия зарождения исходной магмы, определяемые общим геотектоническим режимом. При формировании докембрийской континентальной коры условия гранитообразования характеризовались определенной спецификой, что рассмотрено в гл. 5. Здесь лишь отметим, что проявление в особенно больших масштабах на ранних этапах геологической истории процессов дифференциации первичных базальтовых магм и интенсивная многократная переработка продуктов их кристаллизации и разрушения глубинными теплоносителями обусловили в значительной степени неповторимый спектр аксессуарных элементов в докембрийских гранитоидных комплексах. Вместе с тем многие геохимические черты, присущие фанерозойским гранитоидным интрузиям, наблюдаются и в докембрии.

Прежде всего, это слабая степень дифференцированности абиссальных массивов (батолитов), в которых прослеживается тесная связь с исходным метаморфическим субстратом, подвергавшимся метагенной и анатектической переработке. Как правило, такие массивы характеризуются довольно однородным распределением элементов-примесей без образования перспективных рудных концентраций; небольшие порции остаточных расплавов кристаллизуются внутри самих интрузий, часто в нижних частях.

Становление мезоабиссальных интрузий (новоукраинский, осницкий, букинский комплексы) сопровождалось интенсивной магматической дифференциацией исходной магмы и повышенной миграцией летучих компонентов, а также связанных с ними редких элементов в верхние части магматических камер. В кровле таких интрузий и их апикальных частях следует ожидать существенных скоплений рудных элементов (Sn, W, Mo и др.).

Степень кристаллизационной дифференциации гипабиссальных интрузий (формации граносиенит-рапакивигранитовой стадии) существенно зависит от их размера и длительности формирования. С ними могут быть связаны крупные месторождения редких элементов, олова, вольфрама и некоторых других полезных ископаемых.

Ниже приводится краткая характеристика поведения элементов-примесей в гранитоидных комплексах и формациях Украинского щита и даются общие выводы о закономерностях их рассеяния и концентрации в процессе гранитообразования.

Редкоземельные элементы

К этой группе относятся 15 элементов с атомными номерами от 57 (La) до 71 (Lu), характеризующиеся специфическими направленными изменениями в определенных пределах кристаллохимическими и химическими свойствами. Изменение этих свойств в зависимости от физико-химических параметров формирования горных пород приво-

дит к различному накоплению и резкому фракционированию РЗЭ в разных природных процессах, что делает их хорошими индикаторами условий минерало- и породообразования.

В металлическом состоянии РЗЭ являются сильными восстановителями, хотя окислительно-восстановительный потенциал их несколько снижается от La до Lu. Все РЗЭ трехвалентные; Ce может находиться также в четырехвалентном, а Eu и, в меньшей степени, Yb и Sm — в двухвалентном состоянии. Радиус иона меняется от 114 нм у лантана до 85 нм у Lu, что делает возможным замещение ими многих элементов в решетках минералов (Ca, Fe, Mg, Na, K и др.). РЗЭ образуют самостоятельные минералы, из которых в гранитоидах чаще всего встречаются монацит и ортит, реже чевкинит, бастнезит, паризит и ксенохимит, а также входят в качестве изоморфной примеси в решетки многих породообразующих и акцессорных минералов. По ориентировочным подсчетам породообразующие минералы гранитоидов концентрируют 30–60 % легких и 50–100 % тяжелых РЗЭ; остальная их часть накапливается в акцессорных минералах. Максимальными содержаниями РЗЭ, кроме упомянутых выше минералов, характеризуются (в скобках приведены коэффициенты распределения РЗЭ между магматическими расплавами и кристаллизующимися из них минералами) апатит ($K_p = 18-54$), сфен, циркон (3–340; концентрирует преимущественно тяжелые РЗЭ), гранат (0,4–43; то же). Среди породообразующих минералов несколько больше РЗЭ в роговой обманке ($K_p = 1-10$) и клинопироксене (0,3–2,6), меньше в ортопироксене ($K_p = 0,1-1$), биотите, а также в плагиоклазе (0,01–0,4) и ЩПШ (0,01–0,04).

Как правило, решетки кальциевых минералов более емкие для легких РЗЭ, что обусловлено близостью их ионных радиусов с Ca. Кроме того, существенным кристаллохимическим фактором фракционирования РЗЭ является координационное число: вместо одного и того же замещаемого катиона в структуре с высоким координационным числом накапливаются легкие РЗЭ, а с низким — тяжелые лантаноиды.

Существенное влияние на распределения РЗЭ оказывает кислотность — щелочность минералообразующей среды, а также присутствие летучих компонентов. Щелочные расплавы проявляют тенденцию к обогащению РЗЭ, которые преимущественно накапливаются в остаточном расплаве, вплоть до образования редкоземельных магматогенных месторождений. При переходе от менее щелочных к более щелочным породам концентрация РЗЭ в породообразующих минералах снижается и одновременно возрастает степень их фракционирования.

РЗЭ способны образовывать достаточно прочные комплексы с анионами, представляющими летучую фазу магматических расплавов. Намечается следующий ряд относительного сродства лантаноидов с анионами: $PO_4^{3-} > CO_3^{2-} > F^- > O^{2-} > OH^- > Cl^-$ [13]. Растворимость комплексных соединений увеличивается от легких к более тяжелым РЗЭ, что способствует их резкому разделению в природных процессах.

Важной особенностью фракционирования РЗЭ является поведение Eu, выражающееся в повышенном ($Eu/Eu^* > 1$) или пониженном ($Eu/Eu^* < 1$) содержании этого элемента по отношению к экстраполированному по графикам нормирования составов РЗЭ по хондриту между соседними Sm и Gd. Было установлено, что отрицательная аномалия Eu характерна для всех фанерозойских осадков, а также для речной и морской воды [462]. На земной поверхности не выявлены образования с повышенным содержанием Eu; следовательно, его фракционирование обусловлено не поверхностными, а глубинными процессами. Было высказано предположение, что это происходит в процессе мантийной и коровой дифференциации, в частности, выплавляющаяся в основании земной коры гранитная магла содержит сравнительно мало Eu, а остаточные продукты (реститы) обогащаются этим элементом. По этой же причине подкорковые образования должны быть сравнительно обогащены Eu.

Многие исследователи связывают подвижность Eu с фугитивностью кислорода. Среди всех РЗЭ лишь этот отчетливо фракционирует в двух валентных состояниях (Eu^{2+} и Eu^{3+}). Было установлено, что в лунных базальтах и ахондритах отношение Eu^{2+}/Eu^{3+} значительно больше 1, а в магматических расплавах — меньше 1; обогащение Eu^{2+} плагиоклазов на два—три порядка превышает содержание этой формы элемента в темноцветных минералах, а кроме того, содержание Eu^{2+} во всех минералах увеличивается пропорционально росту отношения Eu^{2+}/Eu^{3+} в исходных расплавах.

Несмотря на значительное количество публикаций об особенностях распределения РЗЭ в гранитоидах, их геохимическое поведение в процессах гранитообразования сравнительно слабо изучено. Установлено, что метаморфогенные и метасоматические гранитоиды характеризуются существенно щелочным составом лантаноидов [222], в то время как интрузивные обогащены Y и РЗЭ иттриевой группы; дифференциация анатектических расплавов приводит к выносу легких РЗЭ и фиксации их в метапелитах амфиболитовой фации [64, 388]. По мнению К.И.Розанова и др. [283, 284], ультраметаморфогенное гранитообразование архейского этапа сопровождалось значительной стерилизацией остаточных гранитоидов и гранитных выделков в отношении иттриевых РЗЭ, которые, вероятно, мигрировали в верхние структурные этажи. В гранитообразовании протерозойского этапа возросла роль кислотных компонентов (CO_2 , F) и щелочных металлов (Na, K), что обусловило накопление редких элементов и РЗЭ в остаточном расплаве и способствовало более существенному фракционированию последних.

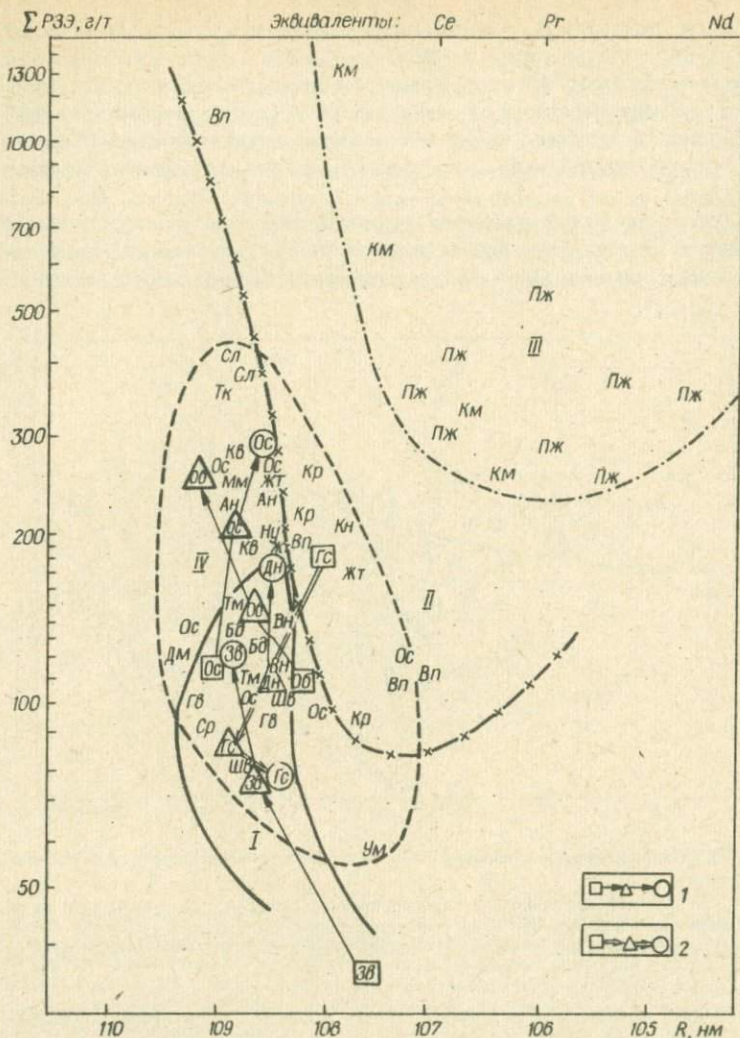
Против представления о том, что при нормальном природном фракционировании РЗЭ преимущественное накопление легких лантаноидов связано с возрастающей кремнеземистостью и щелочностью пород, возражают С.Г.Червяковский и В.В.Червяковская [397], изучавшие гранитоиды Урала. По их мнению, тождественные комплексы пород,

Таблица 7. Содержание редкоземельных элементов в гранитоидах Украинского щита, %

Комплекс	Номер образца	Порода	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	По данным
Гайворонский	764	Эндербит	28	60	3,8	2,0	0,21	0,25	0,033	
"	1745	"	29	61	4,7	1,8	0,51	0,43	0,052	
"	195	"	Не опр.	19	1,2	1,0	0,14	0,21	—	И.М.Лесной
"	108	"	" "	13	1,3	0,7	0,24	0,63	—	То же
"	125	"	" "	18	1,7	1,2	0,18	0,34	—	"
"	196	"	" "	26	1,3	0,7	0,17	0,23	—	"
Токмакский	P-32/2	"	37	68	3,4	1,5	0,21	1,01	0,14	
"	79-21	Чарнокит	51	90	4,5	1,7	0,40	1,34	0,19	
Днепропетровский	1107	Тоналит	41	58	5,8	2,4	0,30	2,21	0,22	
"	Д-647/1	Плагиогранит	46	116	3,6	1,6	0,40	1,21	0,18	
Шевченковский	67/68	Диорит	29	64	4,6	1,5	0,24	0,18	0,24	
"	А	Плагиогранит	24	51	2,8	0,24	—	0,6	—	К.И.Розанова и др. [284]
Звенигородский	1287	Диорит	9	21	1,4	1,6	0,26	0,55	0,077	
"	1087	Тоналит	25	45	3,2	1,2	0,22	0,62	0,088	
"	1123	Плагиогранит	41	75	4,0	0,9	0,57	0,56	0,07	
Сурский	Д-649/1	Тоналит	37	50	3,2	1,5	0,15	0,68	0,11	
Обиточненский	С-225	Диорит	31	70	5,2	2,2	0,45	0,83	0,11	
"	61/68	Гранодиорит	49	88	3,6	1,3	0,49	2,7	0,43	
"	Б	"	85	152	9,1	0,3	—	2,0	—	К.И.Розанова и др. [284]
Ингулецкий	И-449/1	Плагиогранит	22	23	5,1	0,8	0,16	1,06	0,18	
Винницкий	2955	Чарнокит	47	87	5,2	1,8	0,40	2,60	0,46	
"	69	"	32	79	2,3	1,2	0,54	0,38	0,052	
"	198	"	Не опр.	50	5,0	1,0	0,26	0,27	—	
Бердичевский	Г4Б-2	Гранит	51	60	5,5	1,3	1,00	2,40	0,15	П.И.Пивня и др. [265]
"	Г4Б-3	"	41	70	5,3	1,2	0,90	2,10	0,12	То же
Гайсинский	62/1	Диорит	60	100	8,8	3,0	1,11	5,46	0,89	
"	62/4	Гранодиорит	30	50	2,8	1,4	0,15	0,72	0,10	
"	62/7	Гранит	27	40	3,0	1,9	0,30	1,83	0,17	
Новоукраинский	90	"	52	127	5,7	0,6	0,79	0,48	0,054	
"	94	"	54	130	7,8	0,8	0,8	0,42	0,048	
Осницкий	540	Диорит	45	65	5,2	2,3	0,38	1,15	0,17	
"	548	Гранодиорит	70	115	12,5	1,9	0,44	0,58	0,077	
"	80-3/1	Меланократовый гранит	90	180	11,0	2,4	0,60	2,74	0,46	
"	80-6/3	Мезократовый гранит	99	155	9,2	1,6	0,45	2,10	0,35	
"	301-73	Лейкократовый гранит	35	65	4,3	0,6	0,24	1,22	0,14	
"	362-74	Гранит мухареvский	30	55	6,2	3,4	0,22	1,76	0,22	
"	80-14/4	То же	50	75	3,7	0,9	0,30	0,70	0,098	
"	148-80	"	90	160	11,4	2,1	0,89	3,94	0,61	
"	80-18/1	Гранодиорит шепетовский	15	90	7,1	1,2	0,42	0,70	0,094	
Демуриvский	Д-443/2	Гранит	48	70	2,0	0,6	0,20	1,10	0,15	
Уманский	638	"	15	35	4,2	1,3	0,25	1,05	0,16	
Мокромосковский	451	"	75	152	7,0	1,0	1,69	0,63	0,07	
Салтычанский	79-1/1	"	136	250	9,1	1,9	0,85	3,20	0,52	
"	В	"	124	248	14	0,3	—	2,1	—	К.И.Розанова и др. [284]
Житомирский	Б-83-20	"	55	115	5,8	1,1	1,08	0,75	0,11	
"	218	"	60	118	7,9	0,6	1,31	1,57	0,15	
"	559-73	"	40	120	7,8	0,3	1,80	3,18	0,42	
"	1218	"	80	173	8,8	2,9	0,78	2,12	0,28	
Кировоградский	88	Гранит	60	128	4,0	0,74	0,69	1,14	0,15	
"	К	"	91	170	12,5	—	0,17	0,23	0,04	Л.А.Костинской [161]
Токовский	309	"	117	249	6,5	1,6	1,38	0,45	0,049	
Анадольский	79-34/2	"	73	140	6,3	0,8	1,0	0,65	0,074	

Окончание табл. 7

Комплекс	Номер образца	Порода	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	По данным
Анадольский	Г	"	77	146	12	0,7	0,35	3,9	0,07	К.И.Розанова и др. [284]
Восточноприазовский	999	Граносиенит	30	60	6,4	2,9	0,68	4,31	0,52	
"	935	Гранит каранский	55	127	6,8	2,2	0,55	2,20	0,32	
"	914	Гранит дубовский	26	73	6,2	3,4	0,58	3,72	0,36	
"	805	Гранит дмитриевский	385	719	18,3	2,2	2,19	2,98	0,35	
Коростенский	489	Гранит	25	60	4,1	0,42	0,49	2,46	0,38	
"	ГК-1	"	74	120	11	0,82	1,6	5,3	0,22	П.И.Пивня и др. [265]
"	ГК-2	"	83	150	11	0,76	1,8	6,4	0,17	То же
Корсунь-новомиргородский	119	"	60	120	11,4	1,8	1,11	5,28	0,50	
Каменногильский	53/1	"	90	120	21	0,22	2,85	23	3,42	
"	111/1	"	119	152	24	0,18	3,46	27	3,0	
"	Д	"	204	402	26	2,2	3,3	5,4	Следы	К.И.Розанова и др. [284]
"	Е	"	461	787	46	3,4	3,4	10,2	1,7	
Пержанский	1	"	120	230	19	0,4	2,0	29	2,9	Л.А.Костинская [161]
"	2	"	100	170	5	0,08	3,4	26	3,2	"
"	3	"	87	190	10	0,4	3,2	54	6,2	"
"	4	"	110	210	18	0,4	3,4	34	4,9	"
"	5	"	89	120	13	0,3	5,0	23	3,9	"
"	6	"	95	150	9,1	0,2	2,6	23	3,2	"
"	7	"	130	190	18	0,3	5,4	4,4	6,2	"
"	8	"	160	260	20	0,07	6,4	57	7,1	"

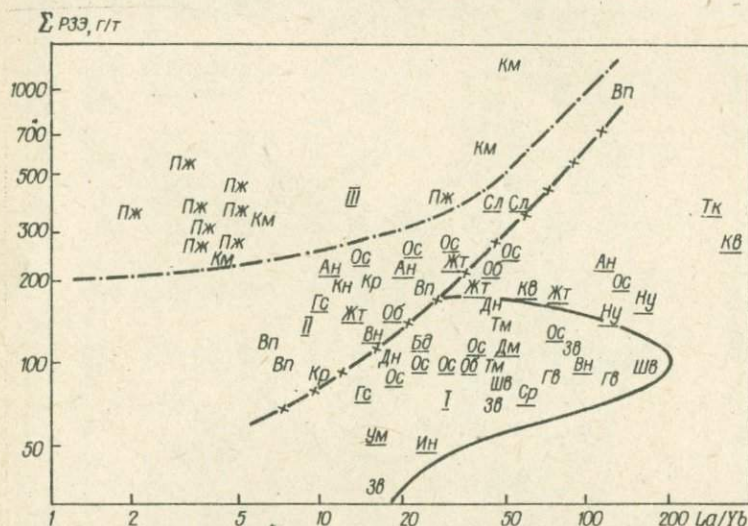


Р и с. 33. Эволюция состава и содержания РЗЭ в гранитоидах Украинского щита. Поля: I — гранитоидов эндербит-плагиигранитовой стадии; II — гранитоидов граносиенит-рапакивигранитовой стадии; III — формации редкометалльных гранитов; IV — гранитоидов чернокит-гранитовой стадии.

Тренды: 1 — дифференциации интрузивных гранитоидных комплексов (диорит — гранодиорит (тоналит) — гранит (плагиигранит)); 2 — гранитизации регрессивного гайсинского комплекса (диорит — гранодиорит — гранит). Обозначения комплексов см. в табл. 1

связанные общностью магматизма и принадлежностью к единой геоструктурной стадии развития эвгеосинклинали, характеризуются постоянством состава РЗЭ независимо от положения пород в ряду изменения кремнеземистости и щелочности. Определяющими факторами являются условия генерации магмы, в частности глубинность и мощность земной коры на определенной стадии развития подвижной зоны.

Этими же исследователями отмечено относительное постоянство состава РЗЭ в процессе плагиогранитизации и гранитизации. При существенном изменении химического состава пород эволюция состава РЗЭ

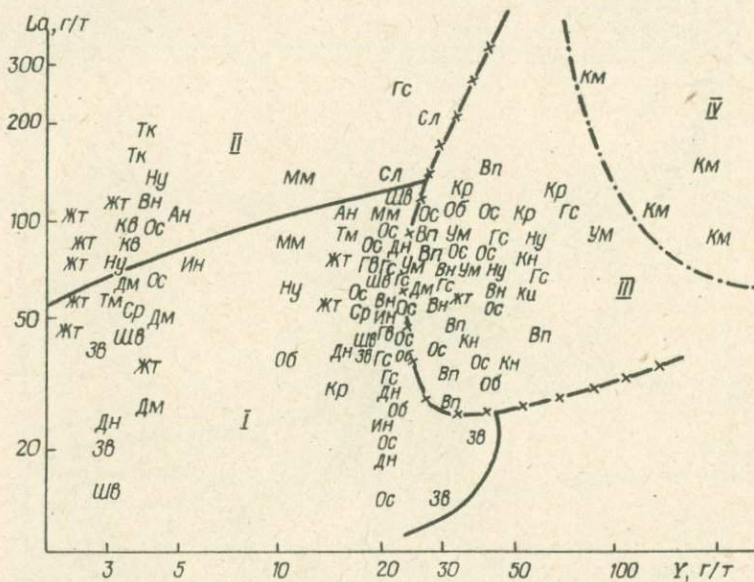


Р и с. 34. Соотношение содержания РЗЭ и отношения La/Yb в гранитоидах Украинского щита.

Поля: I — гранитоидов эндербит-плагиогранитовой стадии; II — анортозит-рапаквид-гранитовой формации; III — формации редкометалльных гранитов. Обозначения комплексов см. в табл. 1. Подчеркнуты гранитоиды чернокирт-гранитовой стадии

происходит по замкнутой инверсионной кривой с отчетливым подобием состава в продуктах начальных и конечных стадий гранитизации. На стадии плагиогранитизации существенно изменяется содержание РЗЭ цериевой и скандиевой групп, а на стадии калиевой гранитизации — цериевой и иттриевой. Многоактные щелочные метасоматические процессы приводят к формированию аномальных, бедных РЗЭ, преимущественно резко селективных цериевых составов и нередко сопровождаются образованием зон привноса тяжелых лантаноидов [222, 462]. Было определено содержание La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb и Lu нейтронно-ак-

тивационным методом в 50 пробах гранитоидов разной формационной принадлежности, а также использовано 25 анализов по гранитоидам Украинского щита из литературных источников [161, 283, 265]. Составы РЗЭ (табл. 7) нормированы по хондриту, рассчитаны средние радиусы ионов "суммарного лантаноида" для каждой пробы, а также отношения La/Yb и Ce/Yb и построено ряд соответствующих диаграмм (рис. 33–43). Анализ полученной информации показал, что суммарное содержание РЗЭ и их состав в гранитоидах Украинского щита меняются в довольно широких пределах ($\Sigma РЗЭ = 34–1313$ г/т; $\bar{R}_i \Sigma Ln = 104,8–109,4$ нм; $La/Yb = 2–396$). Минимальное содержание РЗЭ (34 г/т)

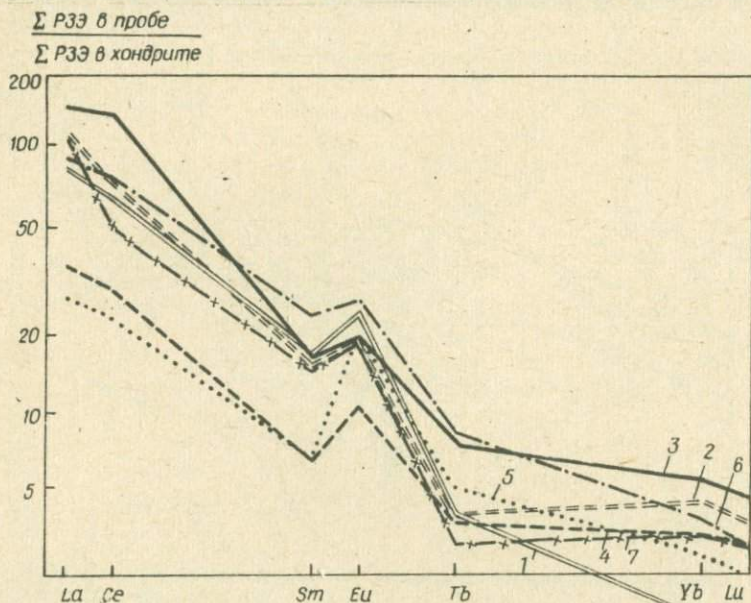


Р и с. 35. Соотношение содержаний La и Y в гранитоидах Украинского щита. Поля: I — гранитоидов эндербит-плагиогранитовой стадии; II — перемещенных плагиоклаз-микроклиновых и существенно микроклиновых гранитов чарнокит-гранитовой стадии; III — анортозит-рапакивигранитовой формации; IV — формации редкометалльных гранитов. Поле регрессивных и интрузивных гранитоидов чарнокит-гранитовой стадии частично перекрывается полями I–III. Обозначение комплексов см. в табл. 1

зафиксировано в звенигородском диорите, максимальное — в дмитриевском граните восточноприазовского комплекса. Самое высокое относительное содержание тяжелых РЗЭ в пержанском граните, самое низкое — в демурином, осницком и обиточненском гранитах.

На диаграмме РЗЭ — $\bar{R}_i \Sigma Ln$ (рис. 33) гранитоиды разделились на четыре группы. Первая представлена гранитоидами эндербит-плагио-

гранитовой стадии; они характеризуются самым низким содержанием РЗЭ (34–169 г/т) и резким преобладанием легких лантаноидов. Вторая и третья группы представлены гранитоидами граносиенит-рапакиви-гранитовой стадии, в которых заметно возрастает общее содержание РЗЭ и содержание тяжелых лантаноидов; максимальных значений то и другое достигают в гранитах плюмазитового типа. В пределах каждой из этих групп содержание РЗЭ повышается при снижении щелочности гранитоидов; максимально обогащены ими кристаллизовавшиеся в условиях повышенной кислотности каменногильские и дмитриевские граниты, более низкие содержания РЗЭ в пержанских



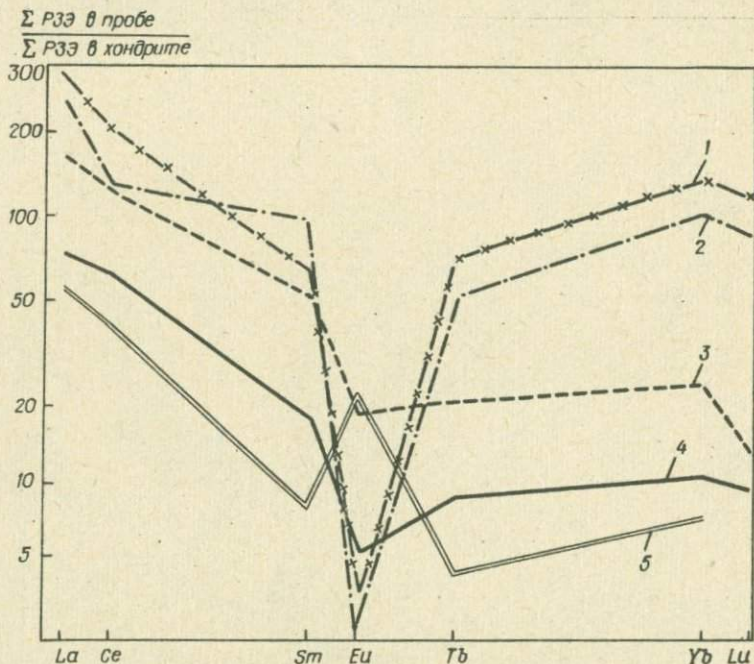
Р и с. 36. Содержания РЗЭ в гранитоидах эндербит-плагиогранитовой и начала чарнокит-гранитовой стадии, нормированные по хондриту.

Комплексы: 1 – гайворонский (обр. 764); 2 – токмакский (обр. Р-32/2); 3 – днепропетровский (обр. Д-647); 4 – шевченковский (обр. 79-30/1); 5 – звенигородский (обр. 1287); 6 – обиточненский (обр. С-225); 7 – сурский (обр. Д-649/1)

гранитах, характеризующихся заметно повышенной щелочностью, и самые низкие – в граносиенитах и дубовских гранитах субщелочного восточноприазовского комплекса.

Четвертая группа гранитоидов относится к чарнокит-гранитовой стадии формирования земной коры. Образуемое ими поле на рассматриваемой диаграмме самое обширное и частично перекрывается полями гранитоидов эндербит-плагиогранитовой и граносиенит-рапакиви-гранитовой стадий. В частности, по содержаниям и составу РЗЭ к первой

группе близки плагиограниты и тоналиты сурского комплекса, гранодиориты обиточненского комплекса, высокоглиноземистые граниты бердичевского и винницкого комплексов, гранодиориты и граниты гайсинского комплекса. Все они характеризуются различными геодинамическими и физико-химическими условиями формирования, а сближает их довольно тесная, хотя и несколько различная по своему содержанию, связь с более глубинным, нижнекоровым или подкоровым первичным веществом. В поле второй группы попали шепетовские гранитоиды и коростышевские малокальциевые перемещенные граниты; первые из них характеризуются заметно повышен-



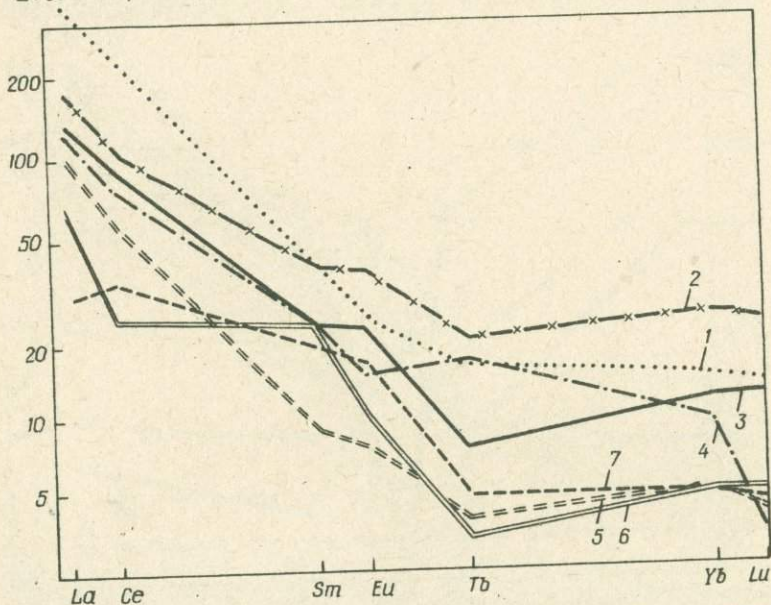
Р и с. 37. Содержания РЗЭ в гранитоидах граносиенит-рапакивигранитовой стадии, нормированные по хондриту.

Комплексы: 1 — пержанский; 2 — каменномогильский (обр. 53/1); 3 — корсунь-новомиргородский (рапакиви, обр. 119); 4 — коростенский (рапакиви, обр. 489); 5 — коростенский (габбро-норит)

ной щелочностью и не случайно по составу и содержанию РЗЭ близки к восточноприазовским граносиенитам; в условиях несколько повышенной щелочности кристаллизовались и коростышевские граниты, что привело к несколько большему содержанию в них Zn, Li, Rb, Zr, Nb.

Выявлен различный характер изменения содержаний и состава РЗЭ в процессе дифференциации интрузивных гранитоидных комплексов и гранитизации, а также магматического замещения. В интрузивных комплексах при переходе от диоритов через гранодиориты или тоналиты к гранитам содержание РЗЭ существенно возрастает — это хорошо видно на примере безусловно интрузивных обиточненского и осницкого комплексов. Аналогичный характер изменения содержаний РЗЭ в разных фациях звенигородского и днепропетровского комплексов свидетельствует в пользу их интрузивного происхождения. В регрессивном гайсинском комплексе максимально обогащены РЗЭ диориты; усло-

$$\frac{\sum \text{РЗЭ в пробе}}{\sum \text{РЗЭ в хондрите}}$$



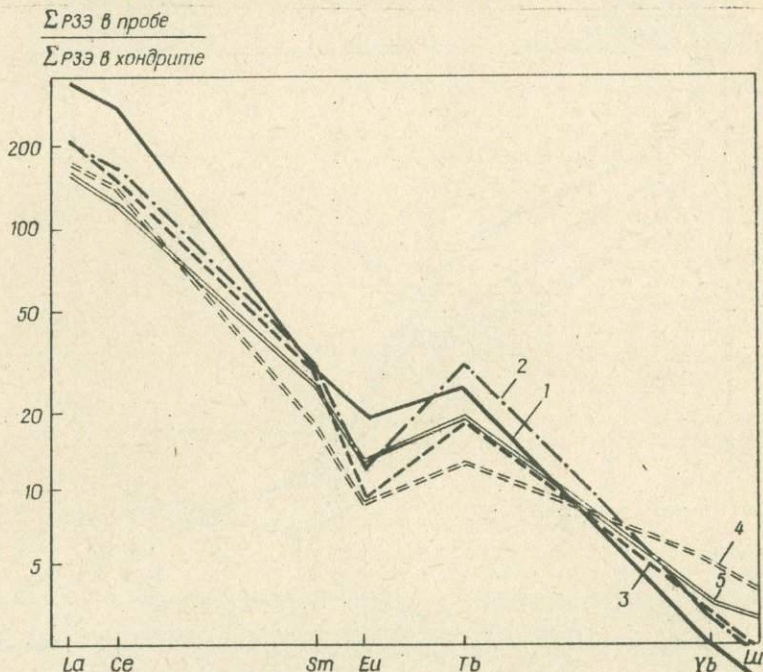
Р и с. 38. Содержания РЗЭ в ремобилизованных и регрессивных, преимущественно неподвижных гранитоидах чарнокит-гранитовой стадии, нормированные по хондриту.

Комплексы: 1 — салтычанский (обр. 62/1); 2 — гайсинский (обр. 62/1); 3 — винницкий (обр. 2955); 4 — бердичевский (обр. Г4Б-3); 5 — дамуринский (обр. 443/2); 6 — ингулецкий (обр. И-449/1); 7 — уманский (обр. 638)

вия их кристаллизации отличались довольно низкой щелочностью. При переходе к гранодиоритам содержание РЗЭ заметно понижается (от 179 до 85 г/т), причем возрастает доля легких лантаноидов. Некоторое дальнейшее снижение (до 74 г/т) происходит и на магматической ста-

дии, при переходе от гранодиоритов к гранитам, однако здесь уже фракционирование идет в сторону возрастания содержания тяжелых РЗЭ.

Гранитоиды эндебит-плагиогранитовой и граносиенит-рапакиви-гранитовой стадии очень четко различаются на диаграммах Σ РЗЭ — La/Yb (рис. 34), РЗЭ — Ce/Yb; La — Y (рис. 35). Поля гранитоидов чарнокит-гранитовой стадии здесь тоже в значительной степени перекрываются двумя первыми. Однако довольно четко выделяются перемещенные разности палингено-анатектических прогрессивных и регрессивных гранитов. Для них характерно заметно повышенное содержание Σ РЗЭ (200–400 г/т) при повышенном отношении Ce/Yb (100–600), а также



Р и с. 39. Содержания РЗЭ в прогрессивных и частично регрессивных, преимущественно перемещенных гранитоидах чарнокит-гранитовой стадии, нормированные по хондриту.

Комплексы: 1 — токовский (обр. 309); 2 — макромосковский (обр. 451); 3 — анадольский (обр. 79-34/2); 4 — кировоградский (обр. 88); 5 — житомирский (обр. 6-83-20)

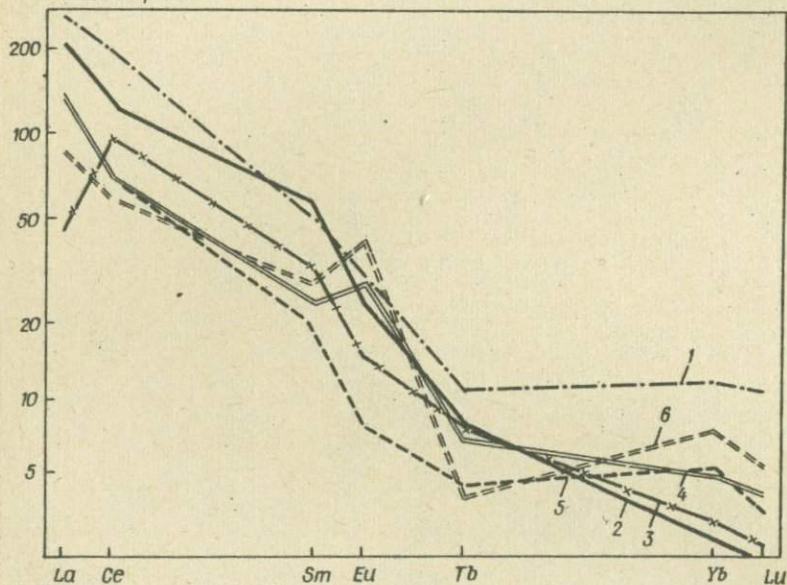
повышенное содержание La (80–200 г/т) при низком (меньше 30 г/т) содержании Y.

Особенно информативным оказалось относительное содержание в гранитоидах Eu. По наличию или отсутствию, а также характеру анома-

лии Eu гранитоиды Украинского щита довольно четко разделились на четыре группы (рис. 36–43). Первая представлена гранитоидами эндербит-плагιοгранитовой стадии, характеризующимися отчетливо выраженной положительной аномалией Eu, максимальной ($Eu/Eu^* = 3,2$) в звенигородском диорите и минимальной (1,6–1,7) в днепропетровском плагιοграните. К этой же группе относятся интрузивные гранитоиды сурского и обиточненского комплексов, представляющие начальный этап чарнокит-гранитовой стадии, магма которых генерировалась в пределах "базальтового" слоя земной коры. В них отношение $Eu/Eu^* = 1,6–2,0$.

Σ РЗЭ в пробе

Σ РЗЭ в хондрите



Р и с. 40. Содержания РЗЭ в гранитоидах осницкого комплекса, нормированные по хондриту:

1 — гранит осницкий (обр. 80-3); 2 — гранодиорит осницкий (обр. 548); 3 — гранодиорит шепетовский (обр. 80-18/1); 4 — диорит (обр. 540); 5 — гранит лептитоподобный (обр. 301-73); 6 — гранит мухаревский (обр. 362-74)

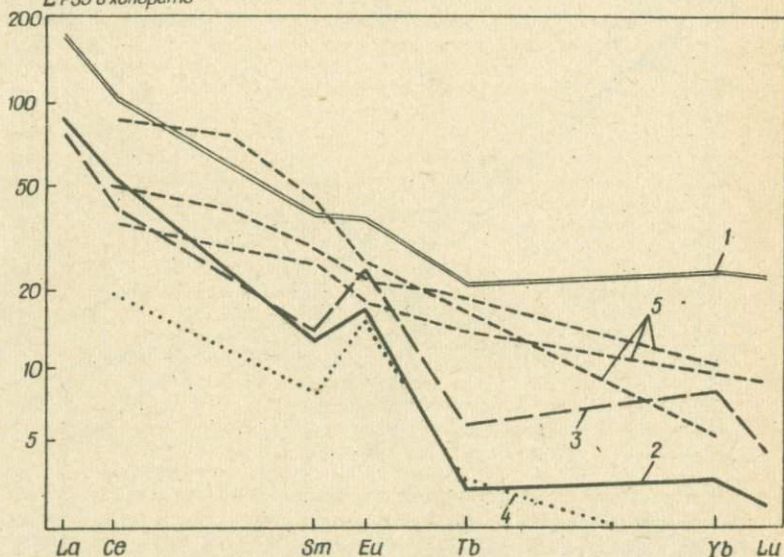
Вторая группа гранитоидов относится в граносиенит-рапакивигранитовой стадии формирования земной коры. Большинство гранитоидов этой группы характеризуются отрицательной аномалией Eu; особенно резко выражена она в гранитах плюмазитового типа ($Eu/Eu^* = 0,03–0,05$); для гранитов рапакиви $Eu/Eu^* = 0,3–0,5$. Значительная часть гранитоидов формирования субщелочных гранитов (граносиенит, дубовский и каранский граниты) имеют положительную европиевую

аномалию ($Eu/Eu^* = 1,3-2,1$). Максимальной положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 3,5$) характеризуются габбро-нориты коростенского комплекса, магма которых имеет мантийное происхождение.

Третья группа представлена регрессивными и ремобилизованными автохтонными гранитами чарнокит-гранитовой стадии, которые характеризуются слабо выраженной положительной (демурицкий, гайсинский, винницкий и уманский комплексы, $Eu/Eu^* = 1,1-1,3$) или отрицательной (ингулецкий, салтычанский и бердичевский комплексы, $Eu/Eu^* = 0,6-0,8$) аномалией содержаний Eu .

$\Sigma P33$ в пробе

$\Sigma P33$ в хондрите



Р и с. 41. Содержания P33 в гранитоидах гайсинского комплекса, эндробитах и кристаллосланцах Побужья, нормированные по хондриту:

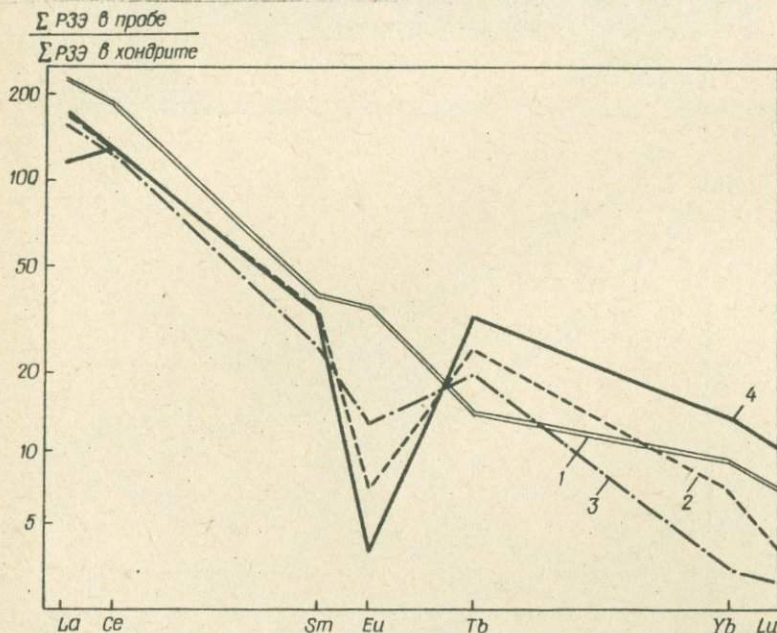
1 — диорит (обр. 62/1); 2 — гранодиорит (обр. 62/4); 3 — гранит (обр. 62/7); 4 — эндробит; 5 — кристаллосланцы

К четвертой группе относятся прогрессивные и некоторые разносити перемещенных регрессивных гранитов чарнокит-гранитовой стадии. Они характеризуются довольно заметно выраженной отрицательной аномалией Eu , имеющей максимальное значение ($Eu/Eu^* = 0,4-0,5$) в гранитах житомирского, кировоградского, анадольского и мокромосковского комплексов, и минимальное ($Eu/Eu^* = 0,7$) в токовском граните.

Интересная информация получена при сравнении по характеру аномалий Eu гранитоидов разных фаций одного и того же комплекса. Так, диорит гайсинского комплекса характеризуется слабо выраженной положительной аномалией и мало отличается по характеру графика

нормированных содержаний РЗЭ от кристаллосланцев Побужья, по которым он образован; последние характеризуются слабо выраженной отрицательной аномалией Eu. В гранодиорите положительная аномалия увеличивается ($Eu/Eu^* = 2,1$), а в граните становится еще больше ($Eu/Eu^* = 2,4$). При этом, как уже отмечалось выше, происходит снижение общего содержания РЗЭ и на последней стадии возрастание доли тяжелых лантаноидов.

В интрузивном оснищком комплексе диорит и мухареvский гранит



Р и с. 42. Содержания РЗЭ в гранитах житомирского комплекса, нормированные по хондриту:

1 — коростышевский меланократовый (обр. 1218); 2 — курчицкий (обр. 218); 3 — житомирский (обр. Б-83-20); 4 — коростышевский лейкократовый (обр. 559-73)

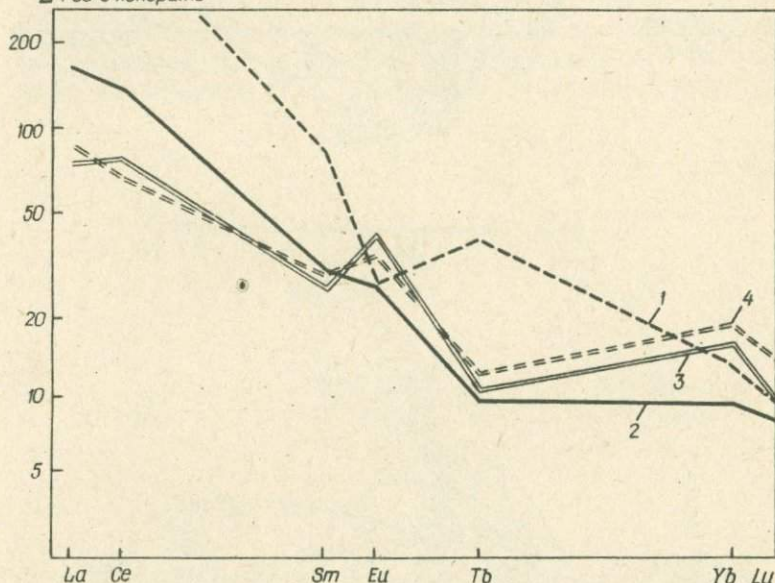
имеют положительную аномалию Eu ($Eu/Eu^* = 1,7-2,8$), в типичном оснищком граните аномалия вообще не выражена, гранодиориты характеризуются незначительной отрицательной аномалией ($Eu/Eu^* = 0,7$), а в лептитоподобном граните она несколько больше ($Eu/Eu^* = 0,6$).

В составе житомирского комплекса для коростышевского кальциевого гранита, который скорее всего (по комплексу геохимических и геологических признаков) является реликтом гранитизированного более древнего (архейского) субстрата, характерна слабо выраженная положительная аномалия Eu. Типичный житомирский гранит, как уже

отмечалось, имеет заметную отрицательную аномалию, а в аллохтонных, значительно перемещенных разностях (коростышевский малокальциевый гранит и курчицкий гранит) эта аномалия становится более резко выраженной ($Eu/Eu^* = 0,23-0,12$).

В восточноприазовском комплексе гранитоиды начальных фаций имеют положительную аномалию Eu, в более поздних она уменьшается, а в дмитриевском граните становится уже отрицательной ($Eu/Eu^* = 0,4$);

$$\frac{\sum PЗЗ \text{ в пробе}}{\sum PЗЗ \text{ в хондрите}}$$



Р и с. 43. Содержания PЗЗ в гранитоидах восточноприазовского комплекса, нормированные по хондриту:

1 – гранит дмитриевский (обр. 805); 2 – то же, каранский (обр. 935); 3 – то же, дубовский (обр. 914); 4 – граносиенит (обр. 999)

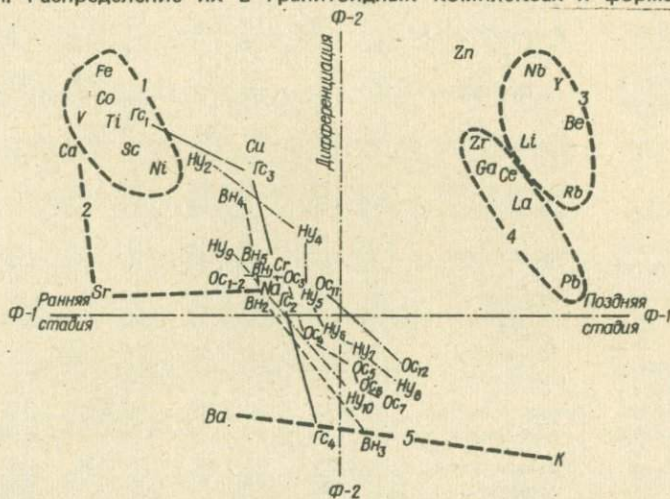
при этом резко возрастает общее содержание PЗЗ в основном за счет легких лантаноидов.

Подводя итог закономерностям поведения европия в гранитоидах разного генезиса и формационной принадлежности, можно сделать следующие предварительные выводы. От ранних к поздним стадиям становления "гранито-гнейсового" слоя земной коры в гранитоидах происходит смена положительной аномалии Eu на отрицательную и увеличение интенсивности последней (снижение отношения Eu/Eu^*). Такой же характер изменения соотношений Eu и смежных лантаноидов отмечается в гранитоидах разных фаций (от ранних к поздним) дифференцированных интрузивных и прогрессивных палингенно-анатекти-

ческих гранитоидных комплексов. Для регрессивных гранитоидов, судя по данным исследования гайсинского комплекса, характерна обратная зависимость: от ранних к поздним фациям происходит увеличение положительной европиевой аномалии. Однако окончательные выводы по этому вопросу требуют проведения дополнительных более значительных по объему исследований.

Общие закономерности распределения элементов-примесей в гранитоидах

В результате факторного анализа (рис. 44, 45) все элементы-примеси гранитоидов Украинского щита (табл. 8) разделились на несколько групп. Распределение их в гранитоидных комплексах и формациях



Р и с. 45. Факторная диаграмма распределения элементов-примесей в гранитоидах гайсинского, винницкого, осницкого и новоукраинского комплексов.

Тренды дифференциации гайсинского комплекса (цифры в нижних индексах): 1 — диориты, 2 — гранодиориты, 3 — плагноклазиты, 4 — граниты; **винницкого комплекса:** 1 — эндербиты, 2 — чарнокиты меланократовые, 3 — то же, лейкократовые, 4 — виннициты меланократовые, 5 — то же, лейкократовые; **осницкого комплекса:** 1 — диориты, 2 — кварцевые диориты, 3 — гранодиориты, 4 — граниты меланократовые, 5 — то же, мезократовые, 6 — то же, лейкократовые, 7 — то же, лептитоподобные, 8 — то же, жильные, 9 — гранодиориты шепетовские, 10 — гранодиориты новоград-волынские, 11 — граниты новоград-волынские меланократовые, 12 — то же, лейкократовые, 13 — то же, жильные, 14 — граниты мухавецкие меланократовые, 15 — то же, мезократовые, 16 — то же, лейкократовые, 17 — то же, аплитовидные; **новоукраинского комплекса:** 1 — монзониты, 2 — диориты, 3 — эндербиты, 4 и 5 — чарнокиты, 6 — граниты меланократовые, 7 — то же, мезократовые, 8 — то же, лейкократовые, 9 — граниты верблюжско-бокованские меланократовые, 10 — то же, лейкократовые, 11 — монзониты верблюжско-бокованские

Таблица 1. Содержание некоторых породообразующих элементов и элементов-

Комплекс	Порода	Породообразующие элементы, %			
		K	Na	Ca	Fe
Гайворонский	Эндербит	(8) 1,40	(8) 3,00	(8) 3,23	(25) 3,00
		0,80-2,60	2,96-3,04	2,30-4,17	1,23-5,6
Токмакский	Чарнокит	(7) 2,96	(7) 3,12	(7) 1,90	(7) 2,81
		1,64-3,83	2,82-3,42	1,35-2,15	2,25-3,20
То же	Эндербит	(8) 1,16	(7) 3,32	(8) 3,46	(8) 4,10
		0,84-1,67	2,44-4,30	3,01-4,16	3,02-5,71
Днепропетровский	Диорит и тоналит	(6) 1,01	(5) 3,12	(6) 5,86	(6) 5,11
		0,88-1,21	2,77-3,90	4,73-7,46	4,40-6,39
То же	Плагиогранит	(13) 1,08	(13) 3,43	(13) 3,13	(13) 3,19
		0,88-1,50	2,50-4,16	2,68-4,28	2,09-4,02
Звенигородский	Гранодиорит	(8) 1,31	(8) 2,81	(8) 3,54	(8) 4,45
		0,90-2,02	1,76-3,38	1,99-5,16	1,90-7,07
То же	Плагиогранит	(8) 1,61	(6) 2,91	(8) 2,08	(8) 2,89
		0,77-3,51	2,03-3,66	1,10-3,67	1,26-4,85
"	Диорит и кварцевый диорит	(16) 0,97	(11) 1,64	(16) 5,99	(16) 6,20
		0,22-1,76	0,89-2,28	4,12-9,32	4,00-7,54
Шевченковский	Плагиогранит	(11) 0,79	(11) 3,46	(11) 2,13	(11) 1,82
		0,52-1,20	3,08-4,24	1,84-2,55	1,35-2,25
То же	Диорит и тоналит	(8) 1,52	(8) 3,73	(8) 3,72	(8) 4,39
		0,83-3,55	3,07-4,12	2,93-5,60	3,28-6,45
Сурский	Тоналит и плагиогранит	(15) 1,20	(15) 3,19	(15) 3,06	(15) 3,37
		1,01-1,48	2,90-3,42	2,58-3,47	2,26-4,63
Обиточненский	Диорит и кварцевый диорит	(8) 0,79	(8) 2,88	(8) 5,41	(8) 4,82
		0,44-1,52	2,64-3,34	2,85-7,66	0,45-7,24
То же	Гранодиорит и тоналит	(5) 3,23	(5) 2,57	(5) 2,35	(5) 3,35
		2,23-3,92	2,45-2,86	1,88-3,11	2,45-3,96
"	Плагиогранит	(16) 3,23	2,57	(16) 2,35	(16) 3,35
		2,11-4,50		1,63-2,81	1,27-2,50
"	Гранит жильный биотитовый	(6) 2,98	2,50	(6) 1,63	(6) 1,10
		2,79-3,24		1,28-1,98	0,83-1,80
"	Гранит	(6) 3,06	2,50	(6) 1,21	(6) 0,59
		1,92-4,25		1,06-1,59	0,04-0,88
Ингулецкий	Плагиогранит ингулецкий	(10) 2,13	(10) 3,07	(10) 2,11	(10) 1,86
		1,45-2,65	2,74-3,36	1,21-2,69	1,06-2,66
То же	Плагиогранит кременчугский	(10) 1,32	(10) 2,98	(10) 2,08	(10) 2,78
		1,10-1,70	2,68-3,24	1,86-2,49	2,42-3,14
"	Плагиогранит правобережный	(10) 0,89	(10) 3,20	(10) 2,93	(10) 2,81
		0,73-1,09	2,92-3,40	2,17-3,70	2,16-3,62
Саксаганский	Плагиогранит	(14) 1,30	(14) 3,00	(14) 2,03	(14) 2,70
		1,00-1,96	2,66-3,39	0,98-3,16	2,13-3,19

примесей в гранитоидах Украинского щита

Ti	Элементы-примеси, г/т				
	Sc	V	Cr	Co	Ni
(8) 0,28	(8) 11	(8) 69	(8) 24	(8) 9	(8) 10
0,06-0,37	4-18	16-100	17-31	3-12	6-14
(7) 0,20	(7) 8	(7) 50	(7) 61	(7) 7	(7) 18
0,15-0,25	4-12	33-67	17-210	4-11	13-25
(8) 0,26	(8) 4	(8) 81	(8) 18	(8) 19	(8) 27
0,10-0,48	2-6	60-120	13-30	16-23	13-40
(6) 0,35	(6) 8	(6) 11	(6) 72	(6) 13	(6) 28
0,29-0,39	6-10	78-210	60-240	12-29	22-30
(13) 0,24	(13) 7	(13) 44	(13) 18	(13) 18	(13) 8
0,12-0,40	2-11	33-90	9-340	5-13	5-24
(8) 0,34	(8) 20	(8) 152	(8) 42	(8) 23	(8) 19
0,21-0,41	5-45	38-350	25-70	4-150	10-44
(8) 0,30	(8) 4	(8) 82	(8) 32	(8) 12	(8) 14
0,10-0,60	2-7	30-150	13-360	4-32	5-22
(16) 0,36	(16) 19	(16) 151	(16) 64	(16) 26	(16) 30
0,04-0,68	7-29	35-210	9-140	17-36	10-67
(11) 0,10	(11) 2	(11) 23	(11) 8	(9) 2	(11) 3
0,03-0,14	1-5	4-37	5-10	1-4	1-8
(8) 0,32	(8) 8	(8) 108	(8) 17	(8) 15	(8) 17
0,18-0,48	6-12	100-120	10-30	10-30	2-50
(15) 0,22	(15) 5	(15) 54	(15) 118	(15) 9	(15) 14
0,18-0,27	3-7	47-98	14-300	6-12	11-43
(8) 0,43	(8) 12	(8) 121	(8) 37	(8) 22	(8) 31
0,16-0,53	9-16	49-510	20-200	10-37	11-130
(5) 0,21	(5) 8	(5) 67	(5) 201	(5) 9	(5) 51
0,11-0,34	3-15	60-75	195-210	9-10	36-75
(16) 0,21	8	67	200	9	50
0,06-0,31					
(6) 0,12	3	15	10	2	5
0,03-0,22					
(6) 0,10	2	10	8	1	4
0-0,24					
(10) 0,18	(10) 3	(10) 24	(10) 11	(10) 5	(10) 6
0,07-0,32	2-5	11-48	9-18	3-7	5-9
(10) 0,17	(10) 4	(10) 27	(10) 9	(10) 6	(10) 5
0,12-0,22	3-7	22-33	6-10	4-6	5-6
(10) 0,24	(10) 6	(10) 50	(10) 13	(10) 7	(10) 11
0,11-0,32	2-13	25-68	8-19	4-11	9-14
(14) 0,22	(10) 4	(10) 42	(10) 12	(10) 7	(10) 9
0,17-0,33	2-12	21-52	9-46	3-8	7-16

Продолжение табл. 8

Комплекс	Порода	Элементы-				
		Cu	Zn	Pb	Ga	Li
Гайворонский	Эндербит	(25) 26	(25) 51	(25) 13	(25) 15	(8) 22
		0-100	20-100	0-50	0-30	4-36
Токмакский	Чернокит	(7) 44	(7) 53	(7) 17	(7) 14	(7) 25
		0-90	40-60	0-30	0-20	16-31
То же	Эндербит	(8) 68	(8) 61	(8) 10	(8) 16	(7) 27
		30-120	40-80	0-40	0-20	14-36
Днепропетровский	Диорит и тоналит	(6) 81	(6) 68	(6) 4	(6) 14	(5) 14
		Сл.-130	50-100	0-15	0-30	9-18
То же	Плагиогранит	(13) 60	(13) 66	(13) 9	(13) 21	(13) 17
		0-350	45-90	0-30	Сл.-35	9-23
Звенигородский	Гранодиорит	(8) 31	(8) 65	(8) 5	(8) 21	(8) 30
		0-110	30-100	0-15	15-30	13-37
То же	Плагиогранит	(8) 75	(8) 64	(8) 6	(8) 24	(8) 26
		0-180	30-100	0-20	20-30	9-48
"	Диорит и кварцевый диорит	(16) 34	(16) 64	(16) 4	(16) 16	(16) 27
		0-70	25-150	0-20	5-20	17-52
Шевченковский	Плагиогранит	(11) 54	(11) 39	(11) 6	(11) 18	(11) 15
		30-80	20-60	0-20	10-30	6-37
То же	Диорит и тоналит	(8) 56	(8) 51	(8) 10	(8) 19	(8) 21
		40-80	30-70	0-25	10-25	14-28
Сурский	Тоналит и плагиогранит	(15) 42	(15) 56	(15) 8	(15) 18	(15) 17
		0-80	40-80	0-25	10-30	14-25
Обиточненский	Диорит и кварцевый диорит	(8) 41	(8) 56	(8) 4	(8) 12	(8) 15
		Сл.-65	45-80	0-15	Сл.-30	10-22
То же	Гранодиорит и тоналит	(5) 40	(5) 44	(5) 24	(5) 14	(5) 37
		30-50	30-50	10-40	10-20	35-38
"	Плагиогранит	(16) 40	(16) 44	(16) 24	(16) 14	Нет данных
		0-60	30-100	0-60	0-50	
"	Гранит жильный биотитовый	(6) 35	(6) 50	(6) 40	(6) 27	То же
		10-80	30-80	30-50	20-40	
"	Гранит	(6) 28	(6) 24	(6) 34	(6) 18	"
		10-40	15-30	10-50	10-30	
Ингулецкий	Плагиогранит ингулецкий	(10) 47	(10) 44	(10) 14	(10) 21	(10) 31
		0-90	10-80	0-20	10-30	16-50
То же	Плагиогранит кременчугский	(10) 23	(10) 60	(10) 8	(10) 19	(10) 37
		0-50	50-70	0-30	10-30	30-45
"	Плагиогранит правобережный	(10) 56	(10) 53	(10) 5	(10) 19	(10) 30
		30-120	40-70	0-20	10-30	23-37
Саксаганский	Плагиогранит	(14) 48	(14) 56	(14) 6	(14) 14	(14) 18
		0-90	30-70	0-20	0-30	12-22

примеси, г/т

Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y
(25) 43	(25) 541	(8) 1090	(25) 76	(25) 6	(25) 14
15-90	300-960	600-2300	0-180	0-20	0-40
(7) 127	(7) 866	(7) 1563	(7) 161	(7) 20	(7) 10
80-150	670-1070	1200-2050	70-340	15-30	0-20
(8) 35	(8) 556	(8) 282	(8) 117	(8) 18	(8) 21
10-55	420-730	160-520	40-190	10-20	0-30
(6) 30	(6) 698	(6) 1067	(6) 121	(6) 3	(6) 17
10-50	575-770	883-1245	15-500	0-10	0-30
(13) 35	(13) 743	(13) 904	(13) 113	(13) 11	(13) 16
20-45	520-970	750-1094	45-300	0-20	0-30
(8) 53	(8) 515	(8) 384	(8) 102	(8) 17	(8) 27
20-83	145-940	80-630	75-180	10-30	20-50
(8) 67	(8) 453	(8) 506	(8) 164	(8) 16	(8) 15
20-130	60-650	240-2000	60-320	0-20	0-30
(16) 38	(16) 754	(16) 506	(16) 47	(16) 8	(16) 20
10-93	550-1130	100-915	0-170	0-20	0-35
(11) 30	(11) 706	(11) 1070	(11) 75	(11) 15	(11) 6
10-80	390-950	950-1368	0-100	10-20	0-20
(8) 61	(8) 834	(8) 1402	(8) 80	(8) 16	(8) 23
30-150	650-1350	345-3190	40-140	10-30	20-30
(15) 49	(15) 656	(15) 1026	(15) 113	(15) 14	(15) 13
40-55	580-710	818-1200	90-135	0-20	0-20
(8) 23	(8) 581	(6) 578	(8) 108	(8) 8	(8) 21
15-40	530-670	450-1469	0-360	0-20	0-40
(5) 150	(5) 700	(3) 1182	(5) 152	(5) 20	(5) 24
130-180	440-1350	1200-1934	50-270	10-30	20-30
(16) 150	(16) 700	Нет данных	(16) 152	(16) 20	(16) 7
50-110	530-750		20-130	0-20	0-10
(6) 98	(6) 415	То же	(6) 88	(6) 1	(6) 6
80-110	340-520		60-120	0-1	0-10
(6) 72	(6) 373	"	(6) 50	(6) 6	(6) 10
30-110	230-530		15-70	0-10	0-20
(10) 99	(10) 383	(10) 759	(10) 132	(10) 13	(10) 6
65-140	320-430	320-1207	70-220	10-20	0-20
(10) 52	(10) 273	(10) 293	(10) 112	(10) 11	(10) 15
48-60	250-300	140-450	18-150	5-20	0-20
(10) 40	(10) 304	(10) 273	(10) 154	(10) 11	(10) 14
30-50	260-360	150-380	90-220	0-20	0-30
(14) 47	(14) 224	438	(14) 191	(14) 12	(14) 13
35-70	140-290		80-550	0-20	0-20

Продолжение табл. 8

Комплекс	Порода	Породообразующие элементы, %			
		K	Na	Ca	Fe
Винницкий	Эндербит	(5) 0,92	(4) 2,65	(5) 2,18	(5) 3,81
		0,73-1,07	2,56-2,82	1,90-2,45	2,56-5,63
"	Чарнокит меланократовый	(5) 3,61	(3) 2,03	(5) 1,24	(5) 5,06
		3,00-4,85	1,16-2,60	0,30-2,05	3,36-7,90
"	Чарнокит лейкократовый	(5) 4,19	(3) 2,42	(5) 0,75	(5) 1,05
		3,51-5,08	2,38-2,49	0-1,09	0,91-1,23
"	Винницит меланократовый	(2) 2,90	(2) 2,25	(2) 1,60	(2) 8,70
		2,00-3,80	2,00-2,50	1,50-1,70	8,40-9,00
"	Винницит мезо- и лейкократовый	(7) 2,20	(7) 2,21	(7) 1,65	(7) 3,39
		1,57-2,75	2,00-2,50	1,20-2,26	1,18-4,86
Гайсинский	Диорит среднезернистый	(2) 1,95	(2) 2,75	(2) 5,76	(2) 8,54
		1,83-2,06	2,60-2,90	5,42-6,10	8,20-8,87
"	Диорит крупнозернистый	(2) 1,21	(2) 2,66	(2) 4,70	(2) 6,70
		0,74-1,68	2,50-2,82	3,90-5,50	5,84-7,57
"	Гранодиорит	(11) 2,01	(8) 2,54	(11) 2,45	(11) 3,33
		1,13-2,78	1,70-3,35	1,05-3,76	1,23-5,44
"	Гранит	(5) 6,51	(5) 2,17	(5) 0,38	(5) 1,62
		5,70-7,05	1,53-2,65	0-0,75	1,05-3,19
Бердичевский	"	(12) 2,89	(12) 2,30	(12) 1,14	(12) 3,94
		1,62-4,68	1,71-2,60	0,70-1,90	1,68-11,40
Новоукраинский	Монзонит новоукраинский	(9) 4,24	(9) 1,96	(9) 1,27	(9) 2,49
		3,28-5,34	1,80-2,11	0,68-2,18	1,79-3,84
То же	Монзонит боковьянский	(3) 4,66	(3) 1,98	(3) 1,69	(3) 4,24
		4,07-5,50	1,75-2,38	1,29-2,24	3,02-5,03
"	Диорит	(5) 1,55	(5) 2,05	(5) 4,02	(5) 6,60
		0,75-2,33	1,32-2,37	3,28-4,94	5,84-6,97
"	Эндербит	(2) 1,70	(2) 2,97	(2) 2,82	(2) 2,91
		1,67-1,73	2,93-3,01	2,64-2,99	2,64-3,18
"	Чарнокит меланократовый	(10) 3,66	(9) 2,06	(10) 1,87	(10) 5,34
		3,17-5,72	1,39-2,91	0,62-3,05	3,34-8,93
"	Чарнокит мезократовый	(4) 3,39	(4) 1,85	(4) 1,29	(4) 4,66
		2,63-4,40	1,52-2,36	0,75-1,65	3,98-5,19
"	Гранит новоукраинский, меланократовый	(5) 3,64	Нет данных	(5) 1,23	(5) 2,62
		3,35-4,21		0,96-1,47	2,11-3,32
"	То же, мезократовый	(14) 4,19	(13) 1,93	(14) 0,98	(14) 2,18
		2,33-5,30	1,70-2,30	0,53-1,62	1,74-2,65
"	То же, лейкократовый	(5) 6,02	(5) 2,03	(5) 0,84	(5) 1,26
		4,50-7,15	1,66-2,38	0,41-1,35	0,90-1,62

Элементы-примеси, г/т					
Ti	Sc	V	Cr	Co	Ni
(5) 0,29	(4) 4	(4) 61	(4) 21	(4) 13	(4) 15
0,18-0,40	8-10	44-64	13-43	6-20	7-26
(5) 0,56	(5) 4	(5) 91	(5) 32	(5) 15	(5) 23
0,23-1,25	3-5	46-220	9-68	11-20	9-45
(5) 0,09	(5) 3	(5) 5	(5) 14	(5) 2	(5) 4
0,06-0,16	3-4	3-7	5-30	2-3	4-6
(2) 0,31	(2) 29	(2) 110	(2) 80	(2) 15	(2) 34
0,07-0,55	24-33	90-130	60-100	14-15	31-36
(7) 0,37	(7) 20	(7) 71	(7) 51	(7) 10	(7) 21
0,05-0,58	10-30	60-100	50-100	5-15	16-36
(2) 0,82	(2) 23	(2) 190	(2) 12	(2) 44	(2) 9
0,69-0,95	15-30	150-230	8-15	32-50	5-11
(2) 0,37	(2) 16	(2) 135	(2) 17	(2) 17	(2) 10
0,20-0,53	2-30	100-170	5-30	10-25	5-15
(11) 0,31	(11) 6	(11) 67	(11) 33	(11) 10	(11) 11
0,15-0,65	2-20	15-130	6-50	3-15	5-26
(5) 0,13	(5) 3	(5) 26	(5) 9	(5) 4	(5) 7
0,03-0,24	2-6	5-47	5-14	3-8	5-12
(12) 0,29	(12) 12	(12) 60	(12) 47	(12) 13	(12) 27
0,09-0,66	3-30	25-170	18-150	6-38	14-75
(9) 0,29	(9) 7	(9) 11	(9) 6	(9) 9	(9) 5
0,17-0,46	3-13	7-25	5-9	3-6	5-5
(3) 0,42	(3) 14	(3) 38	(3) 13	(3) 6	(3) 7
0,32-0,56	10-19	28-48	10-18	5-7	5-10
(5) 0,87	(5) 15	120	290	35	140
0,52-1,37	15-20				
(2) 0,19	(2) 6	60	30	15	16
0,16-0,22	6-7				
(10) 0,55	(9) 18	(10) 22	(10) 8	(10) 8	(10) 6
0,23-0,93	8-26	6-30	4-10	4-12	4-7
(4) 0,27	(4) 10	(4) 17	(4) 47	(4) 4	(4) 8
0,06-0,38	4-20	6-38	8-250	3-5	5-11
(5) 0,23	6	13	6	5	6
0,18-0,29					
(14) 0,22	(11) 7	(10) 14	(10) 21	(10) 5	(10) 8
0,13-0,35	4-15	6-45	5-30	3-10	5-20
(5) 0,10	(4) 2	(2) 15	(2) 80	(2) 4	(2) 10
0,05-0,17	2-3	15-16	73-87	3-5	5-15

Комплекс	Порода	Элементы-				
		Cu	Zn	Pb	Ga	Li
Винницкий	Эндербит	(5) 138 20-500	(5) 51 30-75	(5) 20 10-40	(5) 21 10-30	(4) 16 13-19
		(5) 52 20-100	(5) 64 20-120	(5) 26 0-60	(5) 12 5-20	(5) 19 10-51
"	Чарнокит мела-нократовый	(5) 35 0-70	(5) 25 0-40	(5) 36 30-40	(5) 14 10-20	(5) 6 3-7
		(2) 60 60-60	(2) 110 70-150	(2) 20 10-30	(2) 15 10-20	(2) 20 20-20
"	Винницит мела-нократовый	(7) 96 30-160	(7) 56 20-80	(7) 66 0-30	(7) 15 10-20	(7) 12 10-13
		(2) 40 30-50	(2) 90 80-100	(2) 2 1-2	(2) 16 0-30	(2) 18 15-20
Гайсинский	Диорит среднезернистый	(2) 75 50-100	(2) 80 60-100	(2) 5 0-10	(2) 35 30-40	(2) 18 15-21
		(11) 43 10-70	(11) 54 20-80	(11) 20 0-50	(11) 17 10-20	(11) 17 9-22
"	Гранодиорит	(5) 46 20-80	(5) 38 20-60	(5) 42 30-60	(5) 20 10-40	(5) 5 0-9
		(12) 47 0-100	(12) 79 40-280	(12) 21 0-50	(12) 14 0-30	(12) 27 15-69
Бердичевский	Гранит	(9) 69 10-170	(9) 60 30-90	(9) 26 0-40	(9) 18 15-20	(9) 23 13-29
		(3) 37 20-60	(3) 63 50-70	(3) 17 10-30	(3) 10 5-20	(3) 20 5-40
Новоукраинский	Монцонит новоукраинский	(5) 66 40-120	(5) 96 80-110	(5) 11 0-30	(5) 18 10-20	(5) 23 14-29
		(2) 35 20-50	(2) 55 50-60	(2) 15 0-30	(2) 20 20-20	(2) 20 20-20
То же	Монцонит бокованский	(10) 47 30-70	(10) 86 40-100	(10) 18 0-40	(10) 17 0-30	(9) 34 15-100
		(4) 125 70-220	(4) 65 30-90	(4) 16 10-30	(4) 11 0-20	(4) 29 14-59
"	Гранит новоукраинский, меланократовый	(5) 56 30-70	(5) 94 30-270	(5) 32 20-50	(5) 16 10-20	Нет данных
		(14) 58 0-370	(14) 62 30-170	(14) 28 10-50	(14) 18 0-30	(13) 31 12-54
"	То же, лейкократовый	(5) 34 20-50	(5) 31 25-40	(5) 36 30-50	(5) 14 0-20	(5) 16 10-25

Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y
(5) 22 10-50	(5) 236 130-350	(4) 1179 850-1548	(5) 168 140-200	(5) 12 0-20	(5) 24 0-40
(5) 124 90-200	(5) 198 100-360	(5) 2190 1900-3000	(5) 154 110-210	(5) 9 0-20	(5) 23 0-30
(5) 103 55-210	(5) 200 140-300	(5) 1866 1557-2301	(4) 109 90-170	(5) 9 0-20	(5) 28 20-40
(2) 95 70-120	(2) 280 230-330	(2) 981 557-1405	(2) 125 120-130	(2) 15 10-20	(2) 35 30-40
(7) 73 50-90	(7) 380 320-600	(7) 420 290-500	(7) 206 60-550	(7) 9 0-20	(7) 25 0-50
(2) 82 64-100	(2) 415 330-500	(2) 490 712-918	(2) 355 220-490	(2) 20 20-20	(2) 45 30-60
(2) 55 30-80	(2) 460 400-520	(2) 632 251-1013	(2) 385 290-480	(2) 20 20-20	(2) 35 20-50
(11) 85 70-110	(11) 389 300-540	(11) 755 330-1648	(11) 181 30-540	(11) 16 0-20	(11) 22 0-40
(5) 187 125-225	(5) 452 360-580	(5) 3180 2200-4000	(5) 69 0-110	(5) 7 0-10	(5) 17 0-20
(12) 123 90-165	(12) 280 200-360	(2) 2267 800-4000	(12) 209 70-400	(12) 17 0-30	(12) 21 0-50
(9) 162 130-190	(9) 162 90-250	(5) 878 380-1300	(9) 282 160-550	(9) 23 10-30	(9) 32 20-40
(3) 133 110-150	(3) 243 200-280	(3) 607 600-620	(3) 163 120-230	(3) 20 10-30	(3) 23 20-30
(5) 35 10-60	(5) 314 210-390	(3) 832 260-1200	(5) 204 100-320	(5) 30 20-40	(5) 28 20-40
(2) 20 20-20	(2) 825 820-830	800	(2) 25 0-50	(2) 15 10-20	0
(10) 115 80-220	(10) 137 100-220	(4) 1125 800-1600	(10) 494 370-660	(10) 30 20-50	(10) 40 30-50
(4) 175 160-200	(4) 93 70-100	(2) 645 528-761	(4) 95 60-140	(4) 15 0-30	(4) 58 30-110
(5) 108 90-130	(5) 186 140-240	560	(5) 150 110-190	(5) 19 15-20	(5) 26 20-30
(14) 170 120-240	(14) 149 100-240	(6) 671 151-1400	(14) 368 120-780	(14) 25 20-40	(14) 26 0-60
(5) 208 150-250	(5) 138 100-180	(2) 554 360-748	(5) 174 60-250	(5) 8 Сл.-20	(5) 11 0-20

Продолжение табл. 8

Комплекс	Порода	Породообразующие элементы, %			
		K	Na	Ca	Fe
Ново-украинский	Гранит боковьякский, меланократовый	(5) 1,36 0,75-2,18	(5) 2,79 2,38-3,12	(5) 3,39 3,08-3,67	(5) 6,34 4,63-7,48
То же	То же, лейкократовый	(8) 3,12 1,71-4,60	(8) 2,09 1,50-2,80	(8) 1,01 0,45-1,83	(8) 2,10 1,05-3,04
Осницкий	Диорит	(7) 2,38 1,40-3,50	(2) 2,49 2,44-2,50	(7) 4,89 3,90-7,10	(7) 5,59 4,07-6,94
"	Кварцевый диорит	(4) 2,54 1,19-3,40	Нет данных	(4) 2,72 2,20-3,20	(4) 5,01 4,40-5,56
"	Гранодиорит осницкий	(11) 3,15 2,64-4,00	(2) 2,81 2,78-2,96	(11) 2,27 1,66-3,04	(11) 4,10 3,23-5,15
"	Гранодиорит новгород-волынский	(5) 2,83 2,44-3,23	Нет данных	(5) 1,61 1,04-2,05	(5) 3,97 3,54-4,40
"	Гранодиорит шепетовский	(8) 3,08 2,19-3,93	То же	(8) 1,63 1,11-2,37	(8) 4,13 3,10-4,90
"	Гранит осницкий, меланократовый	(5) 3,53 2,95-4,38	(2) 2,71 2,37-2,70	(5) 1,55 0,87-1,92	(5) 2,86 2,03-3,84
"	То же, мезократовый	(8) 3,85 3,45-4,90	(5) 2,86 2,58-3,30	(8) 0,99 0,15-1,40	(8) 2,76 2,09-3,70
"	То же, лейкократовый	(15) 4,11 2,94-5,98	(11) 2,41 1,71-2,88	(15) 0,79 0,28-1,45	(15) 1,74 1,06-2,56
"	Гранит мухареvский, меланократовый	(7) 3,05 1,83-3,56	(7) 2,95 2,70-3,36	(7) 1,60 1,16-2,12	(7) 2,71 1,92-3,35
"	То же, мезократовый	(4) 3,62 3,44-3,86	(4) 2,57 2,34-2,80	(4) 0,72 0,56-0,95	(4) 1,78 1,69-1,84
"	То же, лейкократовый	(6) 4,33 3,10-5,45	(6) 2,86 2,18-4,65	(6) 0,50 0,31-0,72	(6) 1,62 1,31-2,25
"	Гранит тростянецкий	(3) 3,30 2,90-3,65	(3) 2,54 2,08-2,87	(3) 0,66 0,50-0,82	(3) 1,44 1,01-2,09
"	Гранит новгород-волынский, меланократовый	(2) 2,73 2,33-3,14	(2) 3,06 2,82-3,30	(2) 1,26 1,02-1,50	(2) 2,84 2,71-2,97
"	То же, лейкократовый	(2) 4,05 3,94-4,15	(2) 2,30 2,20-2,41	(2) 0,59 0,27-0,91	(2) 1,50 1,32-1,67
"	То же, жильный	4,00	2,20	0,55	1,89
"	Гранит осницкий жильный	(2) 4,32 4,08-4,55	(2) 2,40 2,25-2,55	(2) 1,05 0,76-1,35	(2) 2,05 1,62-2,49
"	То же, лепито-подобный	(4) 4,73 4,38-5,03	(4) 2,44 2,40-2,46	(4) 0,19 0-0,39	(4) 2,41 0,61-2,09

Ti	Элементы-примеси, г/т				
	Sc	V	Cr	Co	Ni
(5) 0,59 0,44-0,76	(5) 11 11-12	(5) 59 50-66	(6) 15 10-22	(5) 10 9-13	(5) 10 5-15
(8) 0,15 0,04-0,27	(7) 3 2-5	(8) 14 5-22	(8) 12 8-18	(8) 2 2-3	(8) 4 3-5
(7) 0,34 0,09-0,87	(7) 16 12-20	(7) 64 55-70	(7) 36 18-55	(7) 8 5-13	(7) 4 3-5
(4) 0,39 0,20-0,65	(4) 18 15-20	(4) 40 30-50	(4) 22 20-25	(4) 8 6-9	(4) 12 10-15
(11) 0,28 0,08-0,43	(11) 19 12-30	(11) 30 22-51	(11) 40 29-60	(11) 5 3-8	(11) 20 14-25
(5) 0,30 0,19-0,48	15	25	20	5	10
(8) 0,26 0,20-0,29	20	25	20	5	15
(5) 0,28 0,23-0,38	(5) 8 7-10	(5) 19 15-30	(5) 32 28-53	(5) 3 2-3	(5) 17 5-19
(8) 0,17 0,07-0,27	(8) 7 2-20	(8) 16 7-22	(8) 29 4-65	(8) 2 2-3	(8) 12 4-17
(15) 0,16 0,04-0,26	(2) 6 1-12	(15) 11 5-15	(15) 22 5-48	(15) 2 2-3	(15) 6 4-17
(7) 0,39 0,23-0,55	(7) 11 10-13	(7) 24 20-50	(7) 6 5-7	(7) 3 2-4	(7) 4 4-5
(4) 0,11 0,05-0,15	(4) 2 1-3	(4) 14 11-17	(4) 29 9-50	(4) 3 2-3	(4) 13 4-22
(6) 0,12 0,08-0,17	(6) 2 1-3	(6) 10 3-13	(6) 27 7-60	(6) 2 2-3	(6) 12 4-30
(3) 0,05 0,04-0,06	3	2	14	2	8
(2) 0,25 0,25-0,26	(2) 10 10-10	30	6	3	4
(2) 0,10 0,10-0,11	Нет данных	6	10	2	4
0,01	То же	20	27	2	8
(2) 0,12 0,09-0,15	(2) 3 2-4	(2) 30 22-37	(2) 17 11-22	(2) 2 1-3	(2) 3 3-4
(4) 0,08 0,06-0,10	(4) 3 2-4	(4) 6 3-10	(4) 20 8-33	(4) 2 2-2	(4) 7 4-10

Комплекс	Порода	Элементы-				
		Cu	Zn	Pb	Ga	Li
Ново-украинский	Гранит боковнянский, меланократовый	(5) 56 30-80	(5) 66 50-80	(5) 15 0-50	(5) 19 15-20	(5) 11 6-15
То же	То же, лейкократовый	(8) 36 10-80	(8) 35 20-40	(8) 24 0-40	(8) 13 10-18	(8) 9 4-16
Осницкий	Диорит	(7) 26 0-70	(7) 66 50-90	(7) 12 0-30	(7) 19 10-30	(2) 49 37-61
"	Кварцевый диорит	(4) 25 0-50	(4) 59 50-70	(4) 5 0-10	(4) 8 0-20	Нет данных
"	Гранодиорит осницкий	(11) 33 0-70	(11) 62 35-110	(11) 13 0-40	(11) 16 10-30	(2) 49 34-64
"	Гранодиорит новгород-волинский	(5) 52 10-80	(5) 62 40-90	(5) 16 10-20	(5) 12 0-20	Нет данных
"	Гранодиорит шепетовский	(8) 43 0-80	(8) 55 40-70	(8) 14 0-30	(8) 14 0-20	То же
"	Гранит осницкий, меланократовый	(5) 23 0-50	(5) 62 50-80	(5) 15 0-30	(5) 13 10-20	(2) 42 37-46
"	То же, мезократовый	(8) 31 0-50	(8) 48 30-60	(8) 15 0-20	(8) 14 10-20	(5) 27 24-37
"	То же, лейкократовый	(15) 22 0-50	(15) 40 20-140	(15) 17 0-40	(15) 11 0-20	(11) 19 6-34
"	Гранит мухареvский, меланократовый	(7) 28 0-60	(7) 76 40-100	(7) 34 10-70	(7) 12 0-20	(7) 63 40-91
"	То же, мезократовый	(4) 45 20-60	(4) 50 40-60	(4) 35 20-60	(4) 18 15-20	(4) 42 20-59
"	То же, лейкократовый	(6) 21 0-40	(6) 50 40-60	(6) 19 0-30	(6) 13 10-20	(6) 40 18-88
"	Гранит тростянецкий	(3) 21 0-50	(3) 40 30-50	(3) 27 10-40	(3) 20 20-20	(3) 30 8-43
"	Гранит новгород-волинский, меланократовый	(2) 65 40-90	(2) 70 60-80	(2) 20 10-30	(2) 20 20-20	(2) 53 33-73
"	То же, лейкократовый	(2) 35 30-40	(2) 40 40-40	(2) 30 20-40	(2) 25 20-30	(2) 58 54-63
"	То же, жильный	0	10	20	0	110
"	Гранит осницкий жильный	(2) 45 40-50	(2) 40 30-50	(2) 15 10-20	(2) 18 15-20	(2) 15 9-22
"	То же, лептито-подобный	(4) 48 30-60	(4) 35 30-50	(4) 25 10-40	(4) 19 5-30	(4) 13 5-22

примеси, г/т

Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y
(5) 36 15-80	(5) 266 230-390	Нет данных	(5) 284 160-540	(5) 22 20-30	(5) 25 0-30
(8) 100 60-140	(8) 150 70-260	То же	(8) 235 110-570	(8) 16 10-20	(8) 16 0-30
(7) 74 45-120	(7) 550 380-665	(2) 1021 662-1380	(7) 107 40-195	(7) 5 0-10	(7) 14 0-20
(4) 74 50-100	(4) 752 640-890	Нет данных	(4) 121 60-180	(4) 14 10-20	(4) 20 20-20
(11) 108 80-210	(11) 475 270-630	1400	(11) 200 115-340	(11) 14 0-30	(11) 20 10-30
(5) 132 90-200	(5) 396 260-490	Нет данных	(5) 170 90-360	(5) 23 15-30	(5) 22 20-30
(8) 161 100-200	(8) 481 300-780	То же	(8) 170 100-250	(8) 18 15-30	(8) 24 20-30
(5) 128 100-150	(5) 462 390-550	"	(5) 232 170-320	(5) 15 0-30	(5) 17 0-30
(8) 158 145-170	(8) 259 200-320	(5) 1798 1028-2421	(8) 270 140-410	(8) 18 10-20	(8) 25 20-40
(15) 157 120-180	(15) 209 120-300	(3) 1240 1056-1377	(15) 228 90-325	(11) 11 0-20	(15) 17 0-30
(7) 123 100-160	(7) 455 380-730	(3) 1732 1248-2422	(7) 286 110-380	(7) 18 0-30	(7) 26 10-40
(4) 165 130-200	(4) 200 170-240	(3) 1387 1189-1551	(4) 140 110-160	(4) 20 10-30	(4) 16 0-20
(6) 205 140-250	(6) 88 70-120	(3) 844 530-1338	(6) 175 100-260	(6) 32 20-40	(6) 32 20-40
(3) 223 200-280	(3) 17 10-20	Нет данных	(3) 87 70-100	(3) 20 20-20	(3) 20 20-20
(2) 110 100-120	(2) 550 470-630	То же	(2) 310 240-380	(2) 25 20-30	(2) 25 20-30
(2) 300 250-350	(2) 70 60-80	"	(2) 140 140-140	(2) 30 30-30	(2) 10 0-20
100	340	"	110	10	0
(2) 135 130-140	(2) 505 490-520	(2) 1883 1714-2051	(2) 100 80-120	(2) 15 10-20	(2) 20 20-20
(4) 186 130-240	(4) 95 60-190	(3) 383 138-555	(4) 185 100-260	(4) 18 10-20	(4) 25 20-30

Комплекс	Порода	Породообразующие элементы, %			
		K	Na	Ca	Fe
Житомирский	Гранит житомирский, кальциевый	(5) 3,22 3,23-5,60	3,05	(5) 1,26 0-1,13	(5) 3,11 1,51-2,55
То же	То же, малокальциевый	(9) 4,07 3,23-5,60	2,72	(8) 0,66 0-1,13	(9) 1,80 1,51-2,55
"	Гранит коростышевский кальциевый	(6) 4,20 3,21-5,60	(6) 2,43 1,75-2,87	(6) 1,79 1,09-3,04	(6) 2,64 1,90-4,59
"	То же, малокальциевый	(2) 4,92 4,92-4,92	(2) 2,12 2,05-2,18	(2) 0,57 0,57-0,57	(2) 2,41 1,94-2,87
"	Гранит курчицкий	(13) 4,54 3,80-5,63	(13) 2,29 1,94-2,52	(13) 0,81 0,48-1,13	(13) 1,65 0,70-2,16
"	Гранит лейкократовый пегматидный	(2) 3,95 3,60-4,30	(2) 2,89 2,72-3,06	(2) 0,75 0,64-0,85	(2) 1,12 0,86-1,37
Кировоградский	Гранит порфирировидный	(8) 4,19 1,18-7,70	(8) 2,44 1,79-3,01	(8) 1,00 0,52-1,74	(8) 2,28 1,59-2,88
Уманский	То же	(8) 3,32 2,60-3,90	3,01	(8) 1,01 0,60-1,50	(8) 2,30 1,68-2,91
"	Гранит равномернотернистый	(6) 2,61 1,65-3,41	(6) 2,51 1,90-2,97	(6) 1,40 0,96-1,81	(6) 2,40 1,41-3,92
"	Гранит лейкократовый	(3) 4,93 4,73-5,20	(3) 1,85 1,55-2,02	(3) 0,60 0,35-0,89	(3) 1,36 1,22-1,59
Демуринский	Гнейсо-гранит	(8) 1,53 0,81-2,50	(8) 3,35 2,96-3,74	(8) 1,57 1,34-1,89	(8) 1,77 1,22-2,14
То же	Гранит кудашевский	(6) 4,33 2,31-8,00	(6) 2,14 1,26-3,17	(6) 1,35 0,60-2,04	(6) 2,02 0,78-4,29
"	Гранит старовышневецкий	(10) 2,19 1,67-3,10	(10) 3,04 2,64-3,24	(10) 1,58 1,25-1,97	(10) 2,31 1,71-2,74
Салтычанский	Гранит ортитовый	(11) 4,28 3,44-5,10	(10) 2,45 2,05-2,82	(11) 1,11 0,77-1,43	(11) 2,35 1,03-3,55
Мокромосковский	Гранит биотитовый	(20) 4,43 3,57-5,18	2,48	(20) 0,81 0-1,77	(20) 1,38 0,88-1,72
Токовский	Гранит токовский	(13) 4,31 3,41-5,45	(4) 3,12 2,96-4,43	(13) 0,81 0,36-1,42	(13) 1,56 1,03-2,22
"	Гранит щербатовский	(10) 4,03 3,56-4,60	(10) 2,43 2,00-2,64	(10) 0,66 0,40-0,90	(10) 1,70 1,45-2,08
Анадольский	Гранит лейкократовый	(17) 3,91 3,00-5,87	(16) 2,51 1,76-3,21	(17) 0,93 0,42-1,41	(17) 1,35 0,40-2,56
Восточноприазовский	Сиенит	(2) 3,55 2,45-4,65	(2) 3,95 1,75-6,15	(2) 2,66 1,48-3,84	(2) 5,92 5,28-6,56

Ti	Элементы-примеси, г/т				
	Sc	V	Cr	Co	Ni
(5) 0,13 0,01-0,19	2	4	26	3	5
(9) 0,08 0,05-0,13	9	30	35	6	10
(6) 0,35 0,22-0,69	(5) 4 3-8	(5) 30 10-36	(5) 89 7-190	(5) 7 3-8	(5) 5 3-5
(2) 0,26 0,21-0,31	(2) 3 2-4	(2) 16 12-20	(2) 20 10-30	(2) 6 1-10	(2) 12 4-20
(13) 0,17 0,04-0,26	(5) 3 2-4	(9) 21 4-32	(9) 136 17-290	(6) 4 3-6	(9) 7 5-42
(2) 0,06 0,04-0,08	(2) 2 2-2	(2) 4 3-4	(2) 26 9-43	(2) 3 3-3	(2) 14 6-22
(8) 0,18 0,03-0,26	(6) 5 2-7	(3) 16 15-19	(3) 24 6-30	(3) 3 3-4	(3) 6 5-8
(8) 0,19 0,13-0,34	3	18	25	3	15
(6) 0,21 0,14-0,29	(6) 5 2-13	(6) 41 21-80	(6) 41 9-150	(6) 6 3-10	(6) 6 5-8
(3) 0,13 0,11-0,15	(3) 3 3-4	(3) 10 6-13	(3) 289 6-500	(3) 5 3-9	(3) 5 5-6
(8) 0,11 0,07-0,17	(8) 2 2-3	(8) 13 10-15	(8) 11 8-15	(8) 3 3-4	(8) 4 4-5
(6) 0,16 0,06-0,28	4	(6) 15 9-21	(6) 240 80-340	(6) 3 3-3	(6) 6 5-8
(10) 0,18 0,09-0,24	(10) 3 2-5	(10) 22 15-27	(10) 13 10-16	(10) 5 4-5	(10) 5 4-7
(11) 0,32 0,09-0,50	(2) 3 3-4	(7) 16 4-19	(7) 9 6-14	(7) 2 2-2	(7) 4 4-5
(20) 0,13 0-0,73	(3) 4 4-4	(10) 5 4-9	(10) 280 80-330	(10) 3 3-3	(10) 5 5-6
(13) 0,18 0,06-0,24	(3) 3 2-4	(4) 6 5-8	(4) 240 140-860	(4) 3 2-3	(4) 7 6-8
(10) 0,16 0,10-0,21	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных
(15) 0,08 0,02-0,13	(4) 3 2-3	(14) 7 3-20	(14) 85 5-380	(13) 2 1-3	(14) 5 2-14
(2) 0,45 0,44-0,45	14	11	Нет данных	8	5

Продолжение табл. 8

Комплекс	Порода	Элементы-				
		Cu	Zn	Pb	Ga	Li
Житомирский	Гранит житомирский, кальциевый	(5) 33 0-70	(5) 50 20-70	(5) 25 0-40	(5) 14 5-20	34
То же	То же, малокальциевый	(9) 14 0-40	(8) 42 30-75	(9) 16 0-30	(9) 17 0-30	88
"	Гранит коростышевский кальциевый	(6) 17 0-50	(6) 66 38-90	(6) 43 30-60	(6) 21 15-30	(6) 39 23-47
"	То же, малокальциевый	(2) 40 30-50	(2) 80 70-90	(2) 20 10-30	(2) 25 20-30	(2) 62 55-69
"	Гранит курчицкий	(13) 26 0-70	(13) 66 40-90	(13) 21 0-40	(13) 19 15-30	(13) 66 23-120
"	Гранит лейкократовый пегматоидный	(2) 35 20-50	(2) 45 30-60	(2) 50 30-70	(2) 20 10-30	(2) 72 24-120
Кировоградский	Гранит порфировидный	(8) 76 0-510	(8) 56 40-80	(8) 21 Сл.-55	(8) 14 10-25	(8) 34 13-67
Уманский	То же	(8) 43 20-60	(8) 51 40-60	(8) 38 30-60	(8) 15 0-30	13
"	Гранит равномернотернистый	(6) 49 15-60	(6) 48 30-60	(6) 11 0-20	(6) 20 0-40	(6) 10 6-18
"	Гранит лейкократовый	(3) 42 20-55	(3) 50 40-60	(3) 50 50-50	(3) 10 5-20	(3) 18 13-22
Демуринский	Гнейсо-гранит	(8) 28 0-60	(8) 34 20-50	(8) 19 0-40	(8) 19 10-20	(8) 8 6-10
То же	Гранит кудашевский	(6) 28 0-70	(6) 40 15-60	(6) 26 0-45	(6) 14 0-25	(6) 39 14-71
"	Гранит старовышневецкий	(10) 43 20-70	(10) 58 40-70	(10) 7 0-20	(10) 19 10-30	(10) 12 9-16
Салтычанский	Гранит ортитовый	(11) 58 0-250	(11) 55 30-80	(11) 25 10-50	(11) 27 10-100	(9) 30 9-42
Мокромосковский	Гранит биотитовый	(20) 22 0-70	(10) 38 0-60	(20) 40 10-60	(20) 17 0-30	25
Токовский	Гранит токовский	(13) 23 0-50	(13) 24 0-35	(13) 50 20-70	(13) 15 10-25	(4) 6 1-12
"	Гранит щербатовский	(10) 40 20-80	(10) 39 30-60	(10) 54 30-100	(10) 19 10-30	(10) 14 11-16
Анадольский	Гранит лейкократовый	(17) 25 0-60	(17) 39 20-70	(17) 29 15-60	(17) 18 15-30	(17) 28 3-83
Восточноприазовский	Сиенит	(2) 20 10-30	(2) 55 40-70	(2) 6 2-10	(2) 6 2-10	(2) 13 9-18

примеси, г/т

Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y
(5) 138 100-160	(5) 301 190-560	500	(5) 96 70-130	(5) 10 0-20	(5) 20 10-40
(9) 167 110-230	(9) 61 20-140	400	(9) 186 110-290	(9) 9 5-15	(9) 17 10-30
(6) 175 140-235	(6) 665 540-860	(4) 2043 1900-2280	(6) 141 25-170	(6) 8 Сл.-20	(6) 9 0-20
(2) 370 350-390	(2) 75 60-90	(2) 540 459-621	(2) 285 270-300	(2) 25 20-30	(2) 3 3-2
(13) 336 290-405	(13) 137 80-290	(4) 662 448-1116	(13) 169 20-250	(13) 16 Сл.-30	(13) 13 0-30
(2) 295 260-330	(2) 65 50-80	165	(2) 70 40-100	(2) 15 10-20	(2) 20 20-20
(8) 181 70-300	(8) 149 90-180	(3) 736 90-867	(8) 204 105-340	(8) 20 Сл.-30	(8) 13 0-30
(8) 168 130-220	(8) 249 140-300	900	(8) 241 190-270	(8) 21 10-30	(8) 21 20-30
(6) 113 80-150	(6) 427 330-590	(6) 1307 437-1900	(6) 197 120-290	(6) 24 20-30	(6) 19 0-30
(3) 220 190-240	(3) 118 90-155	(3) 580 425-1100	(3) 185 180-190	(3) 16 0-25	(3) 47 30-80
(8) 55 40-80	(8) 373 335-430	(7) 885 350-1240	(8) 105 90-130	(8) 17 10-20	(8) 8 0-20
(6) 148 130-310	(6) 180 140-260	Нет данных	(6) 113 40-190	(6) 6 0-10	(6) 7 0-10
(10) 56 40-75	(10) 382 360-410	(6) 1063 760-1500	(10) 199 170-250	(10) 17 10-25	(10) 7 0-20
(11) 160 120-230	(11) 249 190-330	(2) 2500 2438-2564	(11) 372 140-720	(11) 30 10-50	(11) 13 0-30
(20) 163 120-260	(20) 124 60-160	(3) 1405 1240-1638	(20) 128 60-170	(20) 17 10-30	(20) 11 0-30
(13) 182 125-240	(13) 324 190-420	(3) 2111 2077-2196	(13) 225 145-425	(13) 21 0-35	(13) 10 0-20
(10) 161 150-170	(10) 422 360-470	Нет данных	(10) 187 170-210	(10) 25 10-30	(10) 17 0-20
(17) 269 150-450	(17) 145 30-210	(4) 823 613-1103	(17) 103 0-240	(17) 12 0-30	(17) 35 0-410
(2) 105 60-150	(2) 240 230-250	1505	(2) 400 70-730	(2) 10 10-10	(2) 28 20-35

Продолжение табл. 8

Комплекс	Порода	Породообразующие элементы, %			
		K	Na	Ca	Fe
Восточно-приазовский	Граносиенит	3,50	3,50	(2) 0,94 0,92–0,96	(2) 1,50 1,23–1,76
То же	Гранит дубовский, калиевый	(5) 5,31 4,70–5,84	(2) 1,61 1,75–1,80	(5) 1,42 1,12–1,93	(5) 3,50 3,02–4,68
"	То же, малокалиевый	(4) 3,65 2,90–4,90	2,38	(4) 1,46 1,30–1,63	(4) 3,60 2,86–3,95
"	Гранит каранский, меланократовый	(10) 3,60 2,80–4,90	(4) 2,68 1,88–2,99	(10) 1,17 0,42–2,45	(10) 2,61 1,44–5,11
"	То же, лейкократовый	(4) 4,96 3,94–6,40	(2) 1,74 1,62–2,42	(4) 0,77 0,36–1,39	(4) 0,87 0,78–0,94
"	Гранит дмитриевский	(6) 3,97 2,16–4,90	(4) 2,32 1,70–4,35	(6) 1,84 0,79–4,20	(6) 2,61 0,83–4,49
Коростенский	Рапакиви	(2) 4,29 4,17–4,40	(2) 2,83 2,80–2,86	(2) 0,63 0,37–0,89	(2) 2,15 1,88–2,41
То же	Гранит рапакивиподобный	(3) 3,60 2,90–4,02	(3) 2,19 1,68–2,57	(3) 0,65 0,43–0,95	(3) 2,05 0,77–2,94
"	Гранит игнатпольский	(3) 5,07 4,10–6,67	(3) 2,75 2,58–3,02	(3) 0,45 0,21–0,62	(3) 1,66 0,59–2,47
"	Гранит гранофировый	(4) 4,18 3,78–4,51	(2) 2,54 2,53–2,55	(4) 0,50 0,28–0,81	(4) 1,96 1,02–2,62
"	Гранит коростенский	(4) 4,05 3,78–4,32	2,50	(4) 0,47 0,28–0,61	(4) 2,30 1,91–2,62
"	Гранит устиновский	(4) 3,75 3,64–3,91	(4) 3,05 3,00–3,10	(4) 0,55 0,43–0,63	(4) 1,79 1,53–2,09
"	Гранит сырницкий	(5) 3,93 3,35–4,55	3,00	(5) 0,47 0–0,78	(5) 2,18 1,80–2,38
"	Гранит жильный	(3) 3,96 3,34–4,83	(3) 2,48 2,25–2,78	(3) 0,66 0,53–0,76	(3) 0,78 0,46–1,27
"	Гранит островский	(2) 3,72 3,18–4,25	(2) 1,97 1,79–2,14	(2) 0,76 0,61–0,90	(2) 1,59 1,28–1,90
"	Гранит львовковский	(3) 4,13 3,72–4,92	3,00	(3) 0,69 0,62–0,77	(3) 2,10 1,85–2,52
"	Гранит лезниковский	(3) 4,01 3,74–4,45	(2) 2,00 1,87–2,14	(3) 0,83 0,52–1,04	(3) 2,97 2,71–3,31
"	Гранит-порфир усовский	(5) 4,08 3,64–4,55	(3) 1,18 0,72–1,89	(5) 0,35 0,26–0,39	(5) 1,70 1,48–2,20
"	Гранит-порфир дивлинский	(3) 4,20 4,00–4,55	(3) 2,44 2,39–2,46	(3) 0,72 0,65–0,76	(3) 2,83 2,62–3,03

Ti	Элементы-примеси, г/т				
	Sc	V	Cr	Co	Ni
(2) 0,19 0,15–0,22	10	20	15	3	5
(5) 0,33 0,25–0,44	4	11	200	3	5
(4) 0,49 0,44–0,54	10	8	200	3	5
(10) 0,24 0,08–0,57	(3) 10 10–10	(4) 19 11–25	(4) 200 66–400	(4) 3 2–5	(4) 4 3–5
(4) 0,12 0,08–0,20	3	(4) 8 7–8	(4) 16 5–24	(4) 2 2–3	(4) 4 4–5
(6) 0,38 0,09–0,87	(4) 12 6–24	(5) 24 7–42	(5) 54 6–330	(5) 3 1–5	(5) 7 3–8
(2) 0,14 0,11–0,17	5	7	5	2	4
(3) 0,17 0,15–0,19	3	5	3	1	2
(3) 0,10 0,01–0,18	2	5	3	1	2
(4) 0,14 0,05–0,18	2	5	3	1	2
(4) 0,15 0,10–0,18	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных
(4) 0,09 0,08–0,10	2	(4) 7 5–9	(4) 7 4–9	(4) 2 2–2	(4) 4 4–4
(5) 0,09 0,03–0,13	2	(5) 2 1–3	(5) 5 3–6	(5) 2 2–2	(5) 4 3–5
(3) 0,04 0–0,08	1	(3) 4 2–6	(3) 233 120–380	(3) 2 2–2	(3) 8 4–15
(2) 0,17 0,15–0,18	4	(2) 11 11–11	(2) 34 8–60	(2) 4 2–5	(2) 3 3–4
(3) 0,09 0,05–0,16	2	(2) 3 2–4	(2) 25 5–50	(2) 2 2–2	(2) 4 3–5
(3) 0,13 0,12–0,13	2	(3) 3 2–3	(3) 6 3–12	(3) 1 1–1	(3) 3 3–3
(5) 0,08 0,02–0,16	3	(3) 10 2–15	(3) 116 19–270	(3) 2 2–2	(3) 4 4–4
(3) 0,23 0,18–0,28	3	(2) 8 6–11	(2) 8 6–11	(2) 3 2–4	(2) 5 4–7

Комплекс	Порода	Элементы-				
		Cu	Zn	Pb	Ga	Li
Восточно-приазовский	Граносиенит	(2) 25 20-30	(2) 35 25-45	(2) 11 2-20	(2) 13 2-25	Нет данных
То же	Гранит дубовский, калиевый	(5) 29 0-80	(5) 86 60-130	(5) 23 10-40	(5) 19 10-25	(2) 19 17-21
"	То же, малокалиевый	(4) 53 20-130	(4) 75 60-90	(4) 15 10-30	(4) 19 10-25	11
"	Гранит каранский, меланократовый	(10) 41 15-70	(10) 58 40-90	(10) 30 10-40	(10) 14 0-20	(4) 16 11-20
"	То же, лейкократовый	(4) 27 0-50	(4) 25 10-40	(4) 33 20-50	(4) 10 0-20	(2) 17 15-19
"	Гранит дмитриевский	(6) 28 0-60	(6) 98 20-214	(6) 23 0-40	(6) 14 0-30	(4) 48 8-110
Коростенский	Рапакиви	(2) 50 20-80	(2) 80 60-100	(2) 6 2-10	(2) 20 20-20	(2) 36 28-45
То же	Гранит рапакивиподобный	(3) 30 10-50	(3) 57 30-80	(3) 17 10-20	(3) 18 15-20	(3) 24 14-44
"	Гранит игнатпольский	(3) 30 20-40	(3) 50 10-80	(3) 33 20-40	(3) 20 20-20	(3) 30 5-47
"	Гранит гранофировый	(4) 23 0-40	(4) 63 20-90	(4) 25 20-30	(4) 10 0-20	(2) 16 12-20
"	Гранит коростенский	(4) 26 0-40	(4) 75 60-90	(4) 28 20-40	(4) 15 0-20	30
"	Гранит устиновский	(4) 30 20-40	(4) 58 40-80	(4) 10 0-20	(4) 18 15-20	(4) 48 30-66
"	Гранит сырницкий	(5) 42 10-70	(5) 74 60-90	(5) 23 0-35	(5) 20 20-20	Нет данных
"	Гранит жильный	(3) 7 0-15	(3) 13 0-20	(3) 27 20-40	(3) 10 10-10	(3) 11 8-13
"	Гранит островский	(2) 33 25-40	(2) 50 50-50	(2) 6 2-10	(2) 6 2-10	(2) 80 49-110
"	Гранит львовковский	(2) 40 20-60	(2) 100 90-120	(3) 50 10-90	(3) 27 20-30	Нет данных
"	Гранит лезниковский	(3) 17 10-20	(3) 137 110-160	(3) 30 20-40	(3) 18 15-20	(2) 34 32-35
"	Гранит-порфир усовский	(5) 30 20-40	(5) 68 30-90	(5) 29 10-45	(5) 17 10-25	(3) 20 11-35
"	Гранит-порфир дивлинский	(3) 40 30-50	(3) 77 70-80	(3) 27 10-40	(3) 17 15-20	(3) 24 19-33

примеси, г/т

Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y
(2) 130 125-135	(2) 163 125-200	Нет данных	(2) 213 160-265	(2) 2 0-4	(2) 6 0-12
(5) 155 135-170	(5) 193 165-220	2630	(5) 480 360-670	(5) 15 5-20	(5) 26 20-30
(4) 98 70-120	(4) 310 300-360	2622	(4) 295 200-460	(4) 18 10-20	(4) 32 30-40
(10) 208 100-350	(10) 199 70-445	(3) 2058 1770-2500	(10) 239 110-420	(10) 18 0-40	(10) 25 20-40
(4) 198 130-250	(4) 353 250-460	(2) 1550 1400-1700	(3) 176 150-370	(4) 14 0-30	(4) 7 0-10
(6) 198 115-260	(6) 136 80-220	(4) 1269 520-2222	(6) 398 160-625	(6) 22 0-40	(6) 47 10-80
(2) 215 180-250	(2) 80 20-140	(2) 1348 696-2000	(2) 320 230-410	(2) 30 30-30	(2) 45 40-50
(3) 180 140-210	(3) 87 50-110	(2) 990 900-1082	(3) 360 350-370	(3) 30 30-30	(3) 40 30-60
(3) 290 200-440	(3) 37 10-70	600	(3) 267 40-480	(3) 25 15-30	(3) 37 20-50
(4) 208 180-240	(4) 93 40-180	660	(4) 305 90-430	(4) 24 15-30	(4) 35 20-40
(4) 207 200-240	(4) 73 30-70	600	(4) 413 280-480	(4) 20 20-30	(4) 43 40-50
(4) 185 170-210	(4) 103 80-120	(3) 563 370-760	(4) 188 140-250	(4) 23 20-30	(4) 30 30-30
(5) 262 230-340	(5) 24 10-40	(3) 204 120-470	(5) 393 140-600	(5) 30 20-40	(5) 54 40-70
(3) 190 180-200	(3) 77 60-90	Нет данных	(3) 16 0-40	(3) 1 0-1	(3) 22 15-30
(2) 260 250-270	(2) 100 100-100	(2) 533 496-570	(2) 130 100-160	(2) 15 10-20	(2) 22 15-30
(3) 370 250-440	(3) 11 0-30	(2) 135 70-200	(3) 430 390-470	(3) 63 40-80	(3) 87 60-100
(3) 272 240-315	(3) 27 10-40	Нет данных	(3) 440 380-550	(3) 47 40-50	(3) 83 80-90
(5) 187 170-200	(5) 19 10-35	(3) 1087 560-2000	(5) 350 160-540	(5) 34 15-50	(5) 58 30-80
(3) 207 170-230	(3) 73 70-80	Нет данных	(3) 413 320-500	(3) 20 20-20	(3) 43 40-50

Окончание табл. 8

Комплекс	Порода	Породообразующие элементы, %			
		K	Na	Ca	Fe
Корсунь-новомиргородский	Рапакиви	(11) 4,45	(11) 2,12	(11) 1,09	(11) 2,78
		3,56-5,14	1,57-3,60	0,62-1,58	1,92-4,05
То же	Гранитскринский	(4) 4,08	(2) 2,20	(4) 0,44	(4) 1,87
		3,10-5,76	1,66-2,14	0,27-0,55	1,31-2,44
Каменномогильский	Гранит каменномогильский, мезократовый	(10) 4,06	(10) 1,95	(10) 0,77	(10) 1,46
		2,02-5,74	1,59-2,38	0,47-1,22	0,80-2,18
То же	То же, лейкократовый	(5) 3,82	(5) 2,66	(5) 0,69	(5) 1,01
		3,42-4,00	2,60-2,80	0,56-0,84	0,91-1,19
"	Гранит екатериновский	(11) 4,01	(11) 2,53	(11) 0,36	(11) 1,33
		3,13-5,50	2,05-2,75	0-0,80	0,94-1,94
"	Гранит стародубовский	(10) 3,12	(10) 3,01	(10) 0,64	(10) 1,57
		2,78-3,40	2,40-3,61	0,33-0,81	0,37-2,16
Пержанский	Гранит	(10) 3,56	(8) 2,68	(10) 0,31	(10) 1,82
		2,31-4,80	2,50-3,07	0-0,74	1,41-2,20
То же	Гранит-порфир	(4) 4,23	(4) 2,50	(4) 0,48	(4) 2,28
		3,65-4,93	2,32-2,60	0-0,79	1,70-2,70

Комплекс	Порода	Элементы-				
		Cu	Zn	Pb	Ga	Li
Корсунь-новомиргородский	Рапакиви	(11) 28	(11) 92	(11) 45	(11) 13	(11) 53
		0-340	60-120	20-60	0-30	41-68
То же	Гранит искринский	(4) 33	(4) 60	(4) 44	(4) 13	(2) 112
		0-60	50-90	15-60	Сл.-20	95-130
Каменномогильский	Гранит каменномогильский, мезократовый	(10) 35	(10) 73	(10) 44	(10) 27	(10) 58
		0-70	50-100	20-90	20-40	6-110
То же	То же, лейкократовый	(5) 38	(5) 64	(5) 68	(5) 36	(5) 138
		20-50	50-70	50-90	20-50	110-190
"	Гранит екатериновский	(11) 42	(11) 52	(11) 70	(11) 34	(11) 118
		0-90	30-80	50-100	30-50	67-160
"	Гранит стародубовский	(10) 50	(10) 49	(10) 52	(10) 38	(10) 74
		20-100	30-80	0-250	20-50	17-130
Пержанский	Гранит	(10) 44	(10) 295	(10) 62	(10) 25	(8) 315
		0-80	120-780	0-220	10-40	200-710
То же	Гранит-порфир	(4) 40	(4) 178	(4) 58	(4) 28	(4) 173
		20-60	80-280	30-100	20-40	34-340

Примечание. В числителе — количество анализов (в скобках) и среднее арифме

Ti	Элементы-примеси, г/т				
	Sc	V	Cr	Co	Ni
(11) 0,22	(7) 10	(2) 9	Нет	(2) 2	(2) 5
0,06-0,42	8-15	5,13	данных	2-2	3-7
(4) 0,15	(2) 10	(2) 7	То же	(2) 3	(2) 4
0,04-0,37	6-15	5-8		2-3	3-5
(10) 0,06	Нет	(9) 1	(9) 1	(9) 1	(9) 2
0,02-0,12	данных	1-2	0-8	0-2	0-20
(5) 0,01	(3) 1	(4) 1	(4) 1	(4) 1	(4) 1
0-0,03	1-1	1-2	0-5	0-3	0-5
0,01-0,04	Нет	(7) 2	(7) 6	(7) 3	(7) 5
0,01-0,11	данных	1-4	5-8	1-10	1-30
(10) 0,02	То же	(7) 2	(7) 6	(7) 3	(7) 4
0-0,04		1-3	1-13	1-9	2-7
(10) 0,05	"	(6) 2	(6) 16	(6) 1	(6) 6
0-0,12		1-4	7-55	1-2	3-9
(4) 0,07	(2) 1	(4) 3	(4) 30	(4) 1	(4) 3
0,06-0,09	1-1	3-3	4-100	0-1	2-4

примеси, г/т

Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y
(11) 192	(11) 88	(2) 1628	(11) 481	(11) 22	(11) 47
150-260	20-120	1550-1706	230-900	0-40	30-60
(4) 338	(4) 45	(2) 237	(4) 140	(4) 20	(4) 40
270-380	30-60	157-318	60-160	10-30	30-50
(10) 324	(10) 13	298	(10) 245	(10) 54	(10) 90
260-430	0-30		90-430	40-60	70-120
(5) 610	(3) 63	(3) 63	(5) 122	(5) 52	(5) 146
560-670	51-87	51-87	100-140	40-70	60-210
(11) 528	(11) 6	Нет	(11) 149	(11) 42	(11) 154
430-600	0-20	данных	40-200	0-60	60-390
(10) 297	(10) 1	То же	(10) 191	(10) 182	(10) 113
250-350	0-1		100-250	130-410	80-190
(10) 779	(10) 3	"	(10) 540	(10) 145	(10) 115
650-940	0-10		330-790	100-190	60-180
(4) 650	(4) 10	(3) 133	(4) 445	(4) 123	(4) 105
530-750	0-20	100-170	400-490	70-240	80-140

тическое; в знаменателе — пределы изменения содержания элемента.

определяется тремя главными факторами: 1) степенью зрелости земной коры (вклад фактора $\Phi_1 = 46,9\%$); 2) кристаллизационной и эманационной дифференциацией ($\Phi_2 = 21,7\%$); 3) характером щелочности минералообразующей среды ($\Phi_3 = 10,9\%$).

Первую группу представляют элементы-примеси семейства железа: V, Co, Ni, Cr; к ним примыкают Ti и Sc. Элементы этой группы характерны для гранитоидов эндербит-плагиогранитовой стадии формирования земной коры и ранних фаз становления гранитоидных комплексов чарнокит-гранитовой стадии. Ti и Sc несколько предпочтительнее накапливаются в более поздних дифференциатах, обогащенных калием.

Вторую группу представляет Sr, проявляющий сродство с Ca и Na. Этот элемент тоже характерен для ранних стадий формирования земной коры, однако, в отличие от Ti и Sc, тяготеющих к более калиевым разностям, предпочтительнее накапливается в гранитоидах натриевого ряда.

Две следующие группы элементов-примесей объединяют литофильные элементы, обогащающие гранитоиды граносиенит-рапакивигранитовой стадии, и более поздние дифференциаты гранитоидных комплексов чарнокит-гранитовой стадии. Третья группа включает Rb, Li, Nb, Y и Be, а четвертая — La, Ce, Zr и Pb. Элементы третьей группы несколько предпочтительнее накапливаются в более поздних дифференциатах гранитоидов и в продуктах их метасоматической переработки (апогранитах), характеризующихся натриевой специализацией. Четвертая группа более характерна для ранних, существенно калиевых фациальных разностей.

Пятую группу представляет барий, проявляющий сродство с калием и обогащающий поздние дифференциаты гранитоидов чарнокит-гранитовой и более ранние в гранитоидах граносиенит-рапакивигранитовой стадий.

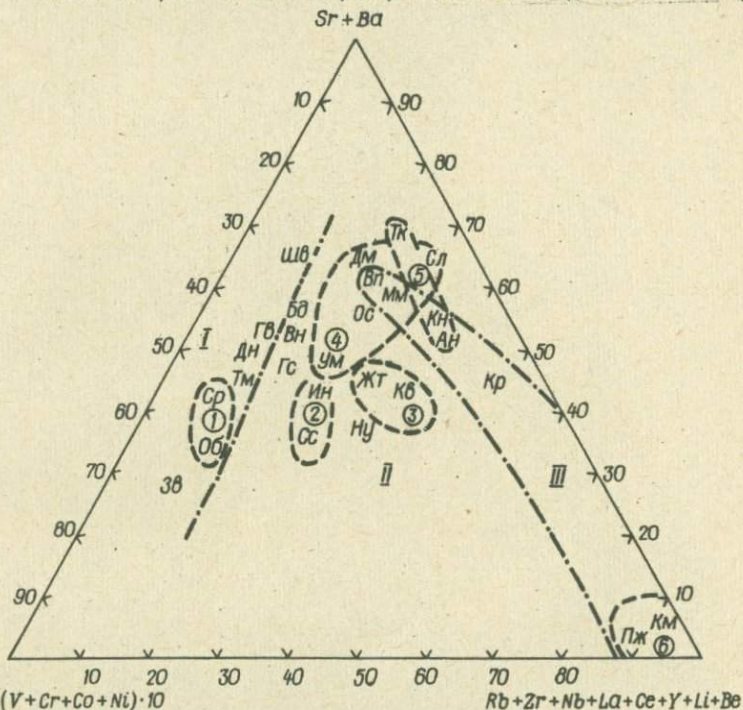
Значительно в меньшей степени от влияния указанных факторов зависит распределение в гранитоидах Cu, Zn и Ga, хотя первый из них все же предпочтительнее накапливается в гранитоидах эндербит-плагиогранитовой и чарнокит-гранитовой стадий, а два последних — граносиенит-рапакивигранитовой.

Закономерность, выявленная с помощью факторного анализа, хорошо видна и на треугольных диаграммах, отражающих соотношение в гранитоидах сидерофильных, щелочных и редких литофильных элементов со Sr и Ba (рис. 46), а также между Sr, Ba и Rb (рис. 47). По соотношениям этих элементов достаточно четко различаются гранитоиды трех стадий гранитообразования в истории формирования земной коры Украинского щита, а также большинство выделенных нами гранитоидных формаций.

Для выявления еще более простых геологических критериев определения формационной принадлежности гранитоидов рассчитаны значения парных отношений целого ряда элементов, приведенные

в табл. 9. Наиболее информативными оказались отношения K/Na , Rb/Sr , Ba/Sr , Ti/Zr и Ti/V . Все они, за исключением Ti/Zr , заметно увеличиваются при переходе от гранитоидов ранней к поздней стадии формирования земной коры. При этом совершенно отчетливо различаются гранитоиды эндербит-плагиигранитовой и граносиенит-рапакивигранитовой стадий, а область гранитоидов чарнокит-гранитовой стадии частично перекрывается двумя первыми. Подобное же перекрытие мы уже отмечали при рассмотрении особенностей распределения РЗВ в гранитоидах, а также элементов-примесей в ЩПШ.

Особый интерес вызывают критерии отличия сходных по составу



Р и с. 46. Соотношение элементов-примесей в гранитоидах Украинского щита. Поля: I — эндербит-плагиигранитовой стадии; II — чарнокит-гранитовой стадии; III — граносиенит-рапакивигранитовой стадии. Формации (цифры в кружках): 1 — интрузивных диоритов и плагиигранитов; 2 — ремобилизованных автохтонных плагиигранитов; 3 — прогрессивных плагииклаз-микроклиновых гранитов; 4 — то же, регрессивных; 5 — лейкократовых существенно микроклиновых гранитов; 6 — редкометалльных лейкократовых гранитов. Обозначение комплексов см. в табл. 1

гранитоидов разной формационной принадлежности, например, ремобилизованных автохтонных плагиигранитов чарнокит-гранитовой стадии от плагиигранитов эндербит-плагиигранитовой стадии, прогрессивных

Таблица 9. Соотношения некоторых элементов в гранитоидах Украинского щита

Формация	Комплекс	K/Na	K/Rb	K/Ba	Ca/Sr	Ba/Sr	Ba/Rb	Rb/Sr	Ti/Zr	Ti/V	Co/Ni	V/Cr	Zr/Nb	(La+ +Ce)/Y
Эндербитов	Гайворонский	0,5	326	13	60	2,0	25	0,1	36	41	0,9	2,9	13	9
	Токмакский	0,6	261	24	42	1,2	11	0,1	18	35	0,6	2,0	7	11
	Среднее	0,5	320	14	58	1,9	24	0,1	35	40	0,9	2,8	11	9
Тоналитов и плагиогранитов	Днепропетровский	0,3	312	11	54	1,3	28	0,1	23	42	0,6	1,9	13	8
	Звенигородский	0,5	250	28	68	0,8	9	0,1	32	25	1,0	2,8	7	5
	Шевченковский	0,3	259	9	35	1,6	30	0,1	21	33	0,9	4,8	5	12
	Среднее	0,4	276	15	56	1,2	18	0,1	27	31	0,9	2,5	9	7
Интрузивных диоритов и плагиогранитов	Сурский	0,4	245	12	47	1,6	21	0,1	19	41	0,6	0,5	8	13
	Обиточненский	0,9	252	27	53	1,4	9	0,2	23	36	0,4	0,7	9	9
	Среднее	0,8	252	23	52	1,4	11	0,1	23	38	0,4	0,7	9	9
Ремобилизованных автохтонных плагиогранитов	Ингулецкий	0,5	225	32	72	1,5	7	0,2	15	61	0,9	3,0	11	12
	Саксаганский	0,4	277	30	91	2,0	9	0,2	12	52	0,8	3,5	16	12
	Среднее	0,4	268	30	86	1,8	9	0,2	12	54	0,8	3,4	15	12
Ремобилизованных автохтонных чарнокитов	Винницкий	1,3	355	22	52	5,6	16	0,3	18	56	0,5	1,5	15	6
Регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	Гайсинский	1,1	278	24	65	2,9	12	0,3	18	44	1,4	3,4	13	9
Ремобилизованных высокоглиноземистых гранитов	Бердичевский	1,3	235	13	41	8,1	18	0,4	14	48	0,5	1,3	12	6
Интрузивных чарнокитов, трахитоидных и чернокварцевых гранитов	Новоукраинский	1,9	266	57	80	3,9	5	0,8	10	133	0,5	0,6	13	8
Интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	Осницкий	1,4	249	26	39	4,4	9	0,5	9	105	0,3	0,7	14	10

Окончание табл. 9

Формация	Комплекс	K/Na	K/Rb	K/Ba	Ca/Sr	Ba/Sr	Ba/Rb	Rb/Sr	Ti/Zr	Ti/V	Co/Ni	V/Cr	Zr/Nb	(La+Ce)/Y
Прогрессивных плагио- клаз-микроклиновых гранитов и мигматитов	Житомирский	1,6	190	52	42	3,3	4	0,9	11	80	0,7	0,6	13	14
	Кировоградский	1,7	231	57	67	4,9	4	1,2	9	120	0,6	0,6	10	18
	Среднее	1,7	221	56	59	4,3	4	1,0	9	113	0,6	0,6	11	17
Регрессивных плагиоклаз- микроклиновых гранитов и мигматитов	Уманский	1,3	212	31	36	3,6	7	0,5	9	70	0,6	0,5	10	8
	Демурицкий	1,3	272	26	56	5,0	10	0,5	12	68	0,7	1,7	13	15
	Салтычанский	1,7	268	17	44	10	16	0,6	8	194	0,5	1,8	12	43
	Мокромосковский	1,8	272	32	65	11	9	1,3	10	130	0,4	0,4	8	26
	Среднее	1,3	233	29	43	4,1	8	0,5	9	71	0,6	0,7	10	10
Лейкокатовых сущест- венно микроклиновых гранитов	Токовский	1,4	239	22	23	5,7	11	0,5	8	170	0,3	0,5	10	26
	Анадольский	1,6	145	48	64	5,7	3	1,9	8	80	0,3	1,3	9	6
	Среднее	1,5	177	31	37	5,7	6	1,0	8	120	0,3	0,8	10	10
Субщелочных гранитоидов	Восточноприазов- ский	1,1	264	23	68	8,1	11	0,7	10	147	0,6	0,7	37	12
Анортозит-рапакивигранитовая	Коростенский	1,6	190	45	81	12	4	2,8	4	300	0,3	0,7	12	6
	Корсунь-новомир- городский	2,1	223	29	123	18	8	2,3	5	300	0,5	0,3	21	5
	Среднее	1,8	201	37	96	14	5	2,6	4	300	0,4	0,5	14	6
Редкометалльных лейко- катовых гранитов	Каменногиль- ский	1,6	81	465	686	12	0,2	69	2	667	0,03	0,7	3	13
	Пержанский	1,3	46	665	800	14	0,1	193	1	250	0,2	0,1	4	3
	Среднее	1,4	51	608	700	12	0,1	143	1	250	0,2	0,1	4	3

Таблица 10. Средневзвешенные содержания некоторых породообразующих элементов и элементов-примесей в гранитоидах

№ п/п	Формация Украинского щита и геохимический тип, по Л.В.Таусону	Породообразующие элементы, %					Элементы-примеси, г/т						
		K	Na	Ca	Fe	Ti	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
1	Эндербитов	1,43	3,02	3,21	3,04	0,28	11	69	25	9	11	28	51
2	Тоналитов и плагиогранитов	1,16	3,00	3,71	3,91	0,28	10	90	36	14	16	55	62
3	Интрузивных диоритов и плагиогранитов	2,12	2,77	3,27	3,46	0,27	8	72	108	12	31	39	50
4	Ремобилизованных автохтонных плагиогранитов	1,34	3,01	2,08	2,65	0,22	4	41	12	7	9	47	55
5	Ремобилизованных автохтонных чарнокитов	3,05	2,33	1,31	3,03	0,27	10	48	33	8	15	69	47
6	Регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	2,86	2,50	2,65	3,94	0,36	8	81	24	14	10	45	57
7	Ремобилизованных высокоглиноземистых гранитов	2,89	2,30	1,14	3,94	0,29	12	61	47	13	27	47	79
8	Интрузивных чарнокитоидов и трахитоидных гранитов	3,83	2,01	1,40	3,02	0,28	8	21	33	6	12	60	61
9	Интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	3,68	2,64	1,27	2,79	0,20	9	19	26	3	11	30	49
10	Прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов	4,17	2,46	1,00	2,27	0,18	5	16	26	3	5	64	56
11	Регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов	3,32	2,54	1,21	2,13	0,17	4	24	37	4	7	39	47
12	Лейкократовых микроклиновых гранитов	4,06	2,72	0,86	1,46	0,12	3	10	13	1	3	26	34
13	Субщелочных гранитов	3,64	3,35	1,32	2,52	0,25	10	17	26	3	5	26	43
14	Граносиенит-рапакивигранитовая	4,06	2,30	0,75	2,29	0,17	5	7	12	1	3	47	73
15	Редкометалльных лейкократовых гранитов	3,65	2,64	0,35	1,75	0,05	0,1	2	14	1	5	43	242
16	Среднее для гранитоидов щита	3,06	2,54	1,56	2,94	0,23	8	39	32	7	13	48	61
17	Плагиогранитов толеитового ряда	0,3	3,1	Нет		данных		61	—	7,1	7,2	1,5	75
18	Гранитов андезитового ряда	2,0	3,0	"		"		85	—	13	15	40	43

№ п/п	Формация Украинского щита и геохимический тип, по Л.В.Таусону	Породообразующие элементы, %					Элементы-примеси, г/т						
		K	Na	Ca	Fe	Ti	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
19	Гранитов латитового ряда	3,5	3,4		Нет данных			45	14	3	7	8	70
20	Агпаитовых редкометаллических гранитов	3,6	4,0		" "			2	-	-	10	-	390
21	Палингенных гранитов известково-ще- лочного ряда	3,3	2,8		" "			21	38	11	17	23	51
22	Плюмазитовых редкометаллических гранитов	3,9	2,8		" "			11	4	-	3	-	40
23	Палингенных гранитов щелочного ряда	4,1	3,5		" "			24	18	8	7	11	64
24	Редкометаллических гранитов щелочного ряда	3,8	3,1		" "			-	-	-	-	-	43
25	Ультраметаморфогенных гранитоидов	4,6	2,3		" "			9	6	3	4	17	43
26	Среднее, по А.П.Виноградову	3,24	2,77	1,58	2,70	0,23	3	40	25	5	8	20	60

№ п/п	Формация Украинского щита и геохимический тип, по Л.В.Таусону	Элементы-примеси, г/т											
		Pb	Ga	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y	La	Ce	Be
1	Эндербитов	13	15	22	45	550	1072	80	7	14	60	71	1,2
2	Тоналитов и плагиогранитов	7	19	21	42	662	771	105	12	17	45	77	1,1
3	Интрузивных диоритов и плагиогранитов	17	16	27	84	629	904	119	13	19	65	105	1,5
4	Ремобилизованных автохтонных плагио- гранитов	7	15	21	50	241	444	181	12	13	60	99	1,0
5	Ремобилизованных автохтонных черно- китов	26	15	11	86	254	1410	149	10	26	73	88	1,0
6	Регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	21	18	15	103	409	1197	195	15	25	85	140	1,1

7	Ремобилизованных высокоглиноземис- тых гранитов	21	14	27	123	280	2270	209	18	21	50	70	2,8
8	Интрузивных чернокитоидов и трахи- тоидных гранитов	25	16	25	144	174	673	275	21	27	81	137	1,1
9	Интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	17	14	33	148	322	1410	215	16	21	76	132	2,2
10	Прогрессивных плагиоклаз-микрокли- новых гранитов	22	15	40	189	170	747	194	18	13	85	141	2,0
11	Регрессивных плагиоклаз-микрокли- новых гранитов	27	17	19	142	281	1142	184	18	17	66	101	1,0
12	Лейкократовых микроклиновых гранитов	39	17	19	229	233	1324	154	16	24	98	151	1,1
13	Субщелочных гранитов	13	12	16	138	194	1580	258	7	14	49	112	2,0
14	Граносиенит-рапакивигранитовая	28	16	37	202	78	1083	383	27	45	96	162	3,3
15	Редкометаллических лейкократовых гранитов	62	27	268	715	5	60	461	127	120	159	257	8,8
16	Среднее для гранитоидов щита	20	15	27	124	285	1233	212	17	23	70	111	2
17	Плагиогранитов толеитового ряда	2,8	Нет данных	4,7	2,6	139	57	89	2,4	-	-	Нет данных	0,5
18	Гранитов андезитового ряда	10	То же	18	100	260	550	115	8	Нет данных	135	То же	1,5
19	Гранитов латитового ряда	23	"	21	125	700	1700	-	-	данных То же	-	"	2,2
20	Агпаитовых редкометаллических гранитов	46	"	104	270	12	40	2170	320	"	-	"	11,8
21	Палингенных гранитов известково-ще- лочного ряда	27	"	50	175	330	830	190	19	"	330	"	3,0
22	Плюмазитовых редкометаллических гранитов	28	"	180	440	70	175	140	33	"	350	"	8,8
23	Палингенных гранитов щелочного ряда	19	"	27	140	650	1550	410	22	"	480	"	2,8
24	Редкометаллических гранитов щелочного ряда	20	"	52	270	170	500	-	-	"	-	"	4,8
25	Ультраметаморфогенных гранитоидов	14	"	11	140	280	2800	90	-	"	-	"	0,6
26	Среднее, по А.П.Виноградову	20	20	40	200	300	830	200	20	34	60	100	5,5

Таблица 11. Элементы-примеси в гранитоидах Украинского щита, нормированные

Комплекс	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
Гайворонский	1,38	1,77	0,75	1,29	0,77	0,54	0,84	0,65
Токмакский	0,63	1,77	1,09	2,00	1,85	1,21	0,95	0,65
Днепропетровский	0,88	1,64	1,06	1,29	1,08	1,38	1,10	0,40
Звенигородский	1,75	3,36	1,44	3,00	1,62	0,94	1,05	0,25
Шевченковский	0,50	1,23	0,31	0,86	0,54	1,13	0,69	0,35
Сурский	0,63	1,38	3,69	1,29	1,08	0,88	0,92	0,40
Обиточненский	1,13	1,97	3,31	1,86	2,69	0,79	0,80	0,95
Ингулецкий	0,50	0,85	0,34	0,86	0,54	0,90	0,85	0,50
Саксаганский	0,50	1,08	0,38	1,00	0,69	1,00	0,92	0,30
Винницкий	1,25	1,23	1,03	1,14	1,15	1,44	0,77	1,30
Гайсинский	1,00	2,08	0,75	2,00	0,77	0,94	0,93	1,05
Бердичевский	1,50	1,56	1,47	1,86	2,08	0,98	1,30	1,05
Новоукраинский	1,00	0,54	1,03	0,86	0,92	1,25	1,00	1,25
Осницкий	1,13	0,49	0,81	0,43	0,85	0,63	0,80	0,85
Житомирский	0,50	0,54	1,06	0,71	0,54	0,50	0,92	1,30
Кировоградский	0,63	0,38	0,75	0,43	0,38	1,58	0,92	1,05
Уманский	0,50	0,69	1,59	0,57	0,54	0,94	0,82	1,45
Демурицкий	0,50	0,56	0,33	0,71	0,54	0,65	0,69	1,05
Салтычанский	0,38	0,41	0,28	0,29	0,31	1,21	0,90	1,25
Мокромосковский	0,50	0,26	0,88	0,29	0,38	0,55	0,62	2,00
Токовский	0,38	0,26	0,63	0,14	0,23	0,56	0,44	2,55
Анадольский	0,38	0,26	0,25	0,14	0,23	0,52	0,64	1,45
Восточноприазовский	1,25	0,44	0,81	0,43	0,38	0,54	0,70	0,65
Коростенский	0,38	0,13	0,22	0,14	0,23	0,67	1,05	0,95
Корсунь-новомиргородский	1,25	0,18	0,72	0,29	0,31	1,58	1,48	2,25
Каменномогильский	0,03	0,02	0,04	0,01	0,23	0,85	0,92	3,20
Пержанский	0,01	0,05	0,53	0,14	0,38	0,90	4,74	3,10

содержание в них Li, тоже более низкое в гипабиссальных интрузиях с меньшей глубиной становления. Показателем повышенной щелочности гранитоидов является высокое содержание в них Rb, Nb и Zr, а также крайне низкое содержание V, Co и Ni. Аллохтонные граниты обычно заметно обогащены Pb по сравнению с автохтонными.

С учетом площадного распределения гранитоидов разных формаций нами рассчитаны средневзвешенные содержания в каждой из них некоторых породообразующих элементов и элементов-примесей, а также средние содержания (региональные кларки) для гранитоидов Украинского щита (табл. 10). Существенным отличием последних от данных А.П.Виноградова [67] является значительно более высокое содержание в них Cu (48 г/т по сравнению с 20) и наиболее низкое содержание Li (27 г/т по сравнению с 40) и Rb (124 г/т по сравнению с 200).

по региональному кларку, отн. ед.

Ga	Li	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Y	La	Ce	Be
1,00	0,81	0,35	1,90	0,88	0,36	0,35	0,61	0,83	0,62	0,56
1,00	0,96	0,58	2,39	0,64	0,64	1,12	0,74	1,19	0,91	0,98
1,20	0,59	0,27	2,56	0,77	0,54	0,53	0,70	0,71	0,76	0,50
1,33	1,04	0,42	1,99	0,37	0,49	0,82	0,91	0,54	0,64	0,62
1,20	0,63	0,31	2,61	0,95	0,36	0,88	0,48	0,74	0,68	0,50
1,20	0,63	0,40	2,30	0,83	0,53	0,82	0,57	0,79	1,01	0,50
1,00	1,11	0,75	2,18	0,71	0,57	0,76	0,87	0,97	0,93	0,82
1,27	1,22	0,54	1,14	0,38	0,62	0,71	0,52	0,81	0,82	0,54
0,93	0,67	0,36	0,79	0,36	0,90	0,71	0,57	0,86	0,90	0,50
1,00	0,41	0,69	0,89	1,14	0,70	0,59	1,13	1,04	0,79	0,49
1,20	0,56	0,83	1,44	0,97	0,92	0,88	1,09	1,21	1,26	0,56
0,93	1,00	0,99	0,98	1,84	0,99	1,06	0,91	0,71	0,63	1,38
1,07	0,93	1,16	0,61	0,55	1,30	1,24	1,17	1,16	1,23	0,55
0,93	1,22	1,19	1,13	1,14	1,01	0,94	0,91	1,09	1,19	1,12
1,20	2,26	1,73	0,85	0,64	0,75	0,71	0,61	0,99	1,10	1,93
0,93	1,26	1,46	0,52	0,61	0,96	1,18	0,57	1,29	1,32	0,75
1,13	0,48	1,22	1,08	0,84	1,03	1,29	1,00	1,10	1,04	0,50
1,07	1,04	0,99	0,91	1,05	0,61	0,59	0,30	0,56	0,57	0,52
1,80	1,11	1,29	0,87	2,03	1,75	1,76	0,57	2,43	3,55	0,48
1,13	0,93	1,31	0,44	1,14	0,60	1,00	0,48	1,61	1,56	0,50
1,07	0,26	1,44	1,20	1,58	1,03	1,29	0,48	1,51	1,62	0,50
1,20	1,04	2,17	0,51	0,67	0,49	0,71	1,52	1,30	1,14	0,56
0,80	0,59	1,11	0,68	1,28	1,22	0,41	0,61	0,70	1,01	1,00
1,20	1,04	1,65	0,26	0,69	1,62	1,71	1,91	1,54	1,53	2,01
0,87	2,07	1,60	0,30	1,25	2,19	1,29	2,04	1,02	1,32	1,00
2,20	3,96	3,90	0,02	0,07	0,78	3,47	6,04	2,91	2,62	3,50
1,67	11,41	6,23	0,01	0,04	2,52	8,47	5,00	2,11	2,23	4,64

Содержания элементов-примесей в гранитоидах каждого комплекса были пронормированы по региональным кларкам, и таким образом определена геохимическая специализация каждого из них (табл. 11). Заметно повышенным содержанием Sc выделяются гранитоиды звенигородского комплекса (1,75 кларка); V — звенигородского (3,36), гайсинского (2,08), обиточненского (1,97), гайворонского (1,77), токмакского (1,77), днепропетровского (1,64) и бердичевского (1,56) комплексов; Cr — сурского (3,69), обиточненского (3,31) и уманского (1,59) комплексов; Co — звенигородского (3,00), токмакского (2,00), гайсинского (2,00), обиточненского (1,86) и бердичевского (1,86) комплексов; Ni — обиточненского (2,69), бердичевского (2,08), токмакского (1,85) и звенигородского (1,62) комплексов; Cu — кировоградского (1,58), корсунь-новомиргородского (1,58) и

винницкого (1,44) комплексов; Zп — пержанского комплекса (4,74); Pb — каменномогильского (3,20), пержанского (3,10), корсунь-новомиргородского (2,25), токовского (2,55) и мокромосковского (2,00) комплексов; Ga — каменномогильского (2,20), салтычанского (1,80) и пержанского (1,67) комплексов; Li — пержанского (11,41), каменномогильского (3,96), житомирского (2,26) и корсунь-новомиргородского (2,07) комплексов; Rb — пержанского (6,23), каменномогильского (3,90), житомирского (1,73), анадольского (2,17), коростенского (1,65) и корсунь-новомиргородского (1,60) комплексов; Sr — шевченковского (2,61), днепропетровского (2,56), токмакского (2,39), сурского (2,30), обиточненского (2,18), звенигородского (1,98) и гайворонского комплексов; Ba — салтычанского (2,03) и токовского (1,59) комплексов; Zr — пержанского (2,52), корсунь-новомиргородского (2,19), салтычанского (1,75) и коростенского (1,62) комплексов; Nb — пержанского (8,47), каменномогильского (3,47), салтычанского (1,76) и коростенского (1,71) комплексов; Y — каменномогильского (6,04), пержанского (5,00), корсунь-новомиргородского (2,04), коростенского (1,91) и анадольского (1,52) комплексов; La — каменномогильского (2,91), салтычанского (2,43), пержанского (2,11), мокромосковского (1,61), коростенского (1,54) и токовского (1,51) комплексов; Ce — салтычанского (3,55), каменномогильского (2,62), пержанского (2,23), токовского (1,62), мокромосковского (1,56) и коростенского (1,53) комплексов; Be — пержанского (4,64), каменномогильского (3,50), коростенского (2,01) и житомирского (1,93) комплексов.

От ранних к поздним фмациям гранитоидов довольно закономерно повышается содержание в них Pb, Rb, Zr, Nb, Y, La, Ce, Be, Li, и снижается содержание элементов группы Fe, а также Sr. В этом же ряду происходит повышение содержания в гранитоидах таких петрогенных оксидов, как SiO_2 и K_2O , и снижение Al_2O_3 , Fe_2O_3 и FeO , MgO , CaO и Na_2O .

ГЕНЕЗИС И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА,
ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Большинство гранитоидов Украинского щита, как и докембрийские гранитоиды других регионов мира, безусловно проходили магматическую стадию, хотя исходные магмы по составу и способу образования были очень разнообразными. Об этом свидетельствуют достаточно высокие температуры, полученные по разным минералогическим термометрам (600–800 °C), соответствие состава большинства гранитоидов котектике в системе Аб – Ан – Орт – Кв (H₂O), интрузивные контакты с рамой, наличие по-разному ориентированных ксенолитов и др. Весьма важная петрогенетическая информация о путях и условиях эволюции гранитных расплавов получена нами в результате исследования состава породообразующих и акцессорных минералов из гранитоидов, представляющих разные фации отдельных комплексов. Эта информация дополнена сведениями о закономерностях распределения по фаціальным и формационным типам гранитоидов элементов-примесей. Обобщенный анализ геологических и петролого-геохимических данных позволил разделить гранитоиды Украинского щита на четыре крупные петрогенетические группы: 1) древнейшие гранитоиды эндербит-плагиигранитовой стадии формирования земной коры, ассоциирующие с основными породами габбро-норитового состава; основная магма генерировалась в мантии в результате селективного плавления перидотита, а кислая – в нижней части земной коры при частичном плавлении “гранулито-базитового” слоя; 2) палингено-анатектические гранитоиды чарнокит-гранитовой стадии, магма которых генерировалась в “гранито-гнейсовом” слое земной коры; среди них выделяются ремобилизованные, субстрат которых не претерпел существенной переработки глубинными флюидами, регрессивные, субстрат которых до переплавления был существенно переработан и приблизился по составу к граниту, и прогрессивные плагиоклаз-микроклиновые граниты, которые образовались в результате ультраметаморфизма и последующего плавления предварительно метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ; 3) интрузивные гранитоиды чарнокит-гранитовой стадии, магма которых генерировалась в “диоритовом” и “гранулито-базитовом” слоях, а кристаллизовалась в условиях, близких к гипабиссальным; среди них выделяются разности с водными и сухими исходными магмами; 4) интрузивные гранитоиды граносиенит-рапакивигранитовой стадии.

Гранитоиды эндербит-плагиигранитовой стадии. Представлены двумя формациями: эндербитов; тоналитов и плагиигранитов. Хорошо известна тесная связь каждой из этих формаций с основными породами: эндербитов с норитами, габбро-норитами и основными кристаллическими сланцами, а тоналитов и плагиигранитов — с габбро-амфиболитами и амфиболитами. Часто гранитоиды рассматриваются как продукты гранитизации основных пород; и действительно, нередко наблюдаются постепенные переходы от основных пород через их в разной степени гранитизированные разновидности к чарнокитам [251, 425]. Однако не менее часто наблюдаются и резкие контакты между основными породами и чарнокитоидами.

Интрузивная природа норитов Побужья установлена давно [340]; позже среди основных пород этого района были выделены метавулканиды и интрузивные образования, различающиеся рядом петрохимических и геохимических признаков [427]. Ряд исследователей рассматривают основные породы и чарнокитоиды Побужья как древнюю офиолитовую ассоциацию, подвергнутую гранитизации в условиях гранулитовой фации [250, 371]. Следует только уточнить, что эта гранитизация значительно оторвана во времени от становления первичного комплекса, включающего и эндербиты: его возраст архейский, а гранитизация (чарнокитизация), судя по изотопным данным, проявилась в раннем протерозое [199, 419].

Подобные же взаимоотношения основных и кислых пород установлены в Западном Приазовье, где разные по составу породы западно-приазовской серии прорываются интрузиями основного состава, а также гранитоидами токмакского и шевченковского комплексов. В гранулитовой ассоциации здесь выделяются те же разновидности пород и с такими же взаимоотношениями, как и на Побужье. В амфиболитовой ассоциации среди основных пород тоже присутствуют метавулканиды и метагабброиды, которые прорываются интрузивными телами архейских диоритов, тоналитов и плагиигранитов и совместно с ними подвергаются гранитизации и мигматизации уже в раннепротерозойское время. Именно эта наложенная раннепротерозойская гранитизация (возраст ее надежно установлен изотопными методами) и создает видимость постепенных переходов между основными, средними и кислыми породами, которые на самом деле образуют две древнейшие первично-магматические ассоциации, характеризующиеся разной водонасыщенностью исходных магм: норит-эндербитовую (сухие магмы) и габбро-диорит-тоналит-плагиигранитовую (водонасыщенные магмы).

Существует мнение, что гранулитовые комплексы представляют собой вскрытые эрозией нижние части земной коры (возможно, даже "гранулито-базитовый" слой, располагающийся ниже раздела Конрада) в пределах приподнятых ее блоков. Однако остается неясным механизм и причины таких громадных по масштабам вертикальных перемещений блоков уже на платформенной стадии развития земной

коры. Ведь движения в земной коре обуславливаются соответствующими режимами в верхней мантии, которая под кратонами и особенно под щитами становится "истощенной", пассивной, не способной генерировать значительные количества вещества и энергии. Представление о больших вертикальных перемещениях блоков земной коры не согласуется также с наблюдаемыми современными мощностями земной коры в блоках с предполагаемой разной глубиной эрозионного среза. И, наконец, неясно, куда могли деваться громадные массы эродированного вещества; по крайней мере нам неизвестны синхронные соразмерные депрессии, заполненные терригенным материалом, которые должны бы сопровождать область столь глубокой денудации.

Гранулитовые ассоциации, включающие и чарнокитоиды, пользуются не широким площадным, а поясовым распространением в земной коре. На Украинском щите установлено два таких главных пояса: западный, включающий Побужье и Приднестровье и представляющий собой юго-западную часть щита, и восточный (Приазовский); последний разделяется на Западно- и Восточноприазовскую зоны, с Обиточенской зоной развития пород амфиболитовой фации между ними. Подобным же образом, но как бы в более крупном масштабе, западный и восточный пояса развития пород гранулитовой фации разделяются столь же обширным поясом развития пород амфиболитовой фации с приуроченными к нему зеленокаменными толщами. Внутри этого обширного преимущественно амфиболитового пояса могут тоже быть выделены зоны развития пород гранулитовой фации (например, Славгородская), пользующиеся здесь, однако, подчиненным развитием. Такое поясовое строение, на наш взгляд, является следствием чередования в земной коре на ранних стадиях ее формирования зон преимущественного сжатия и растяжения, явившихся как бы предшественниками зон субдукции и спрединга на более поздних стадиях развития литосферы.

Считается, и это вполне логично, что в раннем архее были повышенный геотермический градиент и сравнительно маломощная земная кора; это неизбежно должно было сочетаться с высокой ее подвижностью, частой во времени и пространстве сменой тектонических режимов, в частности сжатия и растяжения, образования тектонических шарьяжей, скучивания горных масс, а в других участках — растяжения и всплывания высоконагретых и расплавленных масс с образованием куполовидных структур. Именно в зонах шарьяжей и скучивания должны были проявляться наиболее высокоградиентный метаморфизм вплоть до гранулитового и появляться в условиях высоких температур сухие расплавы тоналитового состава, давших начало эндербитам. Кроме того, такое шарьяжирование (своеобразные зоны обдукции) способствовало выводу на современные эрозионные уровни глубинных срезов земной коры с преимущественным развитием гранулитовых ассоциаций [329].

Как уже отмечалось выше, в древнейших гранулитовых и амфиболитовых ассоциациях наблюдается практически постоянное совместное нахождение основных, средних и кислых пород. Однако геохимические данные и, в частности, состав РЗЭ, свидетельствуют о разном источнике магмы, давшей начало породам основного, а также среднего и кислого состава. Основные породы Побужья имеют умеренно фракционированный характер РЗЭ [264], и исходная для них магма скорее всего появилась в результате частичного плавления мантийного перидотита. Ее внедрение в нижние горизонты земной коры стимулировало частичное плавление "базальтового" слоя и генерацию магмы тоналитового состава; кристаллизовавшиеся из нее эндербиты характеризуются сильным фракционированием РЗЭ с низким содержанием иттриевой группы и положительной европиевой аномалией. Таким образом, рассматриваемые ассоциации представляют собой не прерывные магматические серии, возникшие вследствие дифференциации и последовательного внедрения магмы одного магматического источника, а закономерно сочетающиеся в пространстве сообщества магматических пород разного состава, объединенных одним этапом геологического развития и прерывисто-непрерывным процессом генерации магмы на разных вертикальных уровнях, но в пределах одной и той же структурно-формационной зоны. Только одни из таких зон вследствие своеобразного состава и режима верхней мантии или даже еще более глубоких сфер Земли, либо слабой их проницаемости не были насыщены водосодержащим флюидом, и магнообразование в них осуществлялось при более высоких температурах, на больших глубинах, с генерацией относительно сухих магм. Их дифференциация и последующая кристаллизация привели к формированию норит-эндербитовой ассоциации. Благодаря пониженной вязкости, эти магмы могли перемещаться на значительные расстояния и, возможно, даже изливались на земную поверхность, давая эффузивные фации.

В зонах преимущественного растяжения, характеризующихся повышенной проницаемостью для глубинных флюидов, генерировались водонасыщенные магмы; область их генерации захватывала более широкий диапазон глубин, они тоже могли кристаллизоваться вблизи поверхности и изливаться на нее. Так шло формирование габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации, включающей и так называемые серые гнейсы. По-видимому, становление этих двух ассоциаций дало начало первым крупным континентальным массам и привело к формированию первичного широко развитого "гранитного" слоя континентальной земной коры.

Палингенно-анатектические гранитоиды чарнокит-гранитовой стадии. Представляют наиболее пространственную группу, объединяющую семь формаций: ремобилизованных автохтонных плагиогранитов; ремобилизованных автохтонных чарнокитов; регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов; ремобилизованных высокоглиноземистых

гранитов; прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов; регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов; лейкократовых существенно микроклиновых гранитов. Все эти гранитоиды являются исключительно коровыми образованиями, однако различаются по исходному субстрату, а также по составу и режиму глубинных флюидов, явившихся главным гранитообразующим фактором. Анатектические (прогрессивные) гранитоиды образуются в результате последовательной метаморфической, а затем ультраметаморфической переработки вулканогенно-осадочных толщ, накопленных на предшествующих этапах развития геосинклинальных прогибов. Палингенные гранитоиды образуются в результате ультраметаморфической переработки вплоть до переплавления более древнего уже консолидированного фундамента в связи с его тектоно-магматической активизацией; если при этом не происходит существенного изменения химического состава исходных пород, то образованные в таких условиях гранитоиды мы называем ремобилизованными; если же плавлению предшествовала существенная метагенная переработка исходного субстрата под воздействием гранитизирующих флюидов, приближение его состава к гранитному, то образуются серии регрессивных гранитоидов, включающие и метагенные генетические разности. Палингенные гранитоиды значительно более широко распространены, чем анатектические. С одной стороны, это свидетельствует о том, что мобилизация гранитоидных расплавов происходит более интенсивно при воздействии глубинных флюидов на породы, уже проходившие стадию расплава и близкие по составу к гранитам. С другой стороны, это говорит о преимущественном или даже исключительно внутриконтинентальном развитии гранитоидного магматизма, о заложении и развитии подвижных систем чарнокит-гранитовой стадии не на океанической коре, а на ранее сформированном недостаточно устойчивом сиалическом основании.

В настоящее время большинство исследователей придерживаются концепции существования мантийных потоков летучих и щелочей, связанных с общей дегазацией Земли. Без существования таких потоков невозможно объяснить случаи регрессивного метаморфизма безводных пород гранулитовой фации с образованием по ним водосодержащих минеральных парагенезисов. Зоны такого регрессивного метаморфизма приурочены к линейным разрывным структурам значительной протяженности — региональным разломам глубокого заложения. Такой регрессивный метаморфизм часто переходит в автохтонное гранитообразование в условиях амфиболитовой фации. Образуются породы повышенной щелочности, кристаллизующиеся в условиях высокого химического потенциала калия; а в природе отсутствуют поверхностные источники, способные дать растворы такой высокой щелочнометалльности. Кроме того, следует учитывать, что в условиях гранитного магнообразования при крутом геотермическом градиенте парциальное давление флюидов уже на сравнительно небольших глубинах превыша-

ет гидростатическое и, естественно, оно будет препятствовать проникновению в зоны гранитизации поверхностных вод.

В природе известны длительно существующие (десятилетия и больше) кратерные лавовые озера, свидетельствующие об интенсивном поступлении с глубин больших количеств тепла, несоизмеримых с конвективным механизмом; такой приток тепла могут обеспечить только потоки глубинных растворов.

Концепция глубинных трансмагматических или сквозьмагматических растворов разработана Д.С.Коржинским и его учениками [159, 262 и др.]. Ф.А.Летников [200] экспериментально доказал, что вода движется через гранитный расплав в виде ламинарного потока со значительно большей скоростью, чем диффундируют в нем петрогенные и рудные компоненты. В.И.Малкина и Л.А.Шварцман теоретически рассчитали, что в силикатных расплавах вследствие особенностей их строения аномально высокой подвижностью обладают все частицы, не входящие в состав комплексов и полимеров. Большинство исследователей убедительно доказывает мантийное происхождение основной массы воды мирового океана и даже преобладающей части растворенных в ней компонентов; установлено почти полное подобие состава океанических и вулканических вод.

По мнению Н.П.Семененко [310, 311], зарождение глубинных флюидно-тепловых потоков происходит во внешнем ядре Земли вследствие частичного распада гидридов и карбидов металлов с выделением водорода и углеводорода. Их трансформация и реализация в эффективные потоки-струи происходит в верхней мантии, на глубинах в 700—900 км, где проявляются очаги глубокофокусных землетрясений; еще выше, на глубинах в 250—150 км происходит частичное окисление первично восстановленных флюидов, и главными их компонентами становятся H_2O и CO_2 .

Непременными компонентами глубинных гранитообразующих флюидов являются щелочные металлы и, в первую очередь, К. Глубинный источник калия объясняется его сидерофильностью и высокой растворимостью в расплавах железа при очень высоких давлениях ($400—500 \cdot 10^8$ Па). Перемещение таких расплавов в области меньшего давления или локальное его снижение будет способствовать отделению калия и обогащению им зарождающихся в этих же областях флюидных потоков.

Чарнокит-гранитовая стадия формирования земной коры характеризовалась максимальным проникновением глубинных флюидно-тепловых потоков, что и обусловило наиболее интенсивное гранитообразование на этой стадии. Самая ранняя подвижная зона чарнокит-гранитовой стадии на территории Украинского щита была заложена в районе Среднего Приднепровья и выразилась в формировании на тоналит-плагиогранитовом сиалическом основании троговых прогибов, выполнявшихся вулканогенно-осадочной толщей конкско-верховцевской

серии. Прогрессивная гранитизация в этих структурах не проявилась. Значительно более обширные мобильные системы были заложены в раннем протерозое на эндербит-плаггиогранитном основании Северо-Западного, Ингуло-Ингулецкого, Днестровско-Бугского и Приазовского районов. Различный режим флюидно-тепловых потоков обусловил формирование массивов прогрессивных гранитоидов только в первых двух районах (по породам тетеревской и ингуло-ингулецкой серий) с образованием гранитов житомирского и кировоградского комплексов. Гранитизация бугской и центральноприазовской серий завершилась лишь стадией мигматообразования, без появления значительных по размерам магматических очагов. В этих районах максимум гранитообразующих процессов смещен в пределы блоков более древнего фундамента, так как они в этих условиях оказались наиболее проницаемыми для глубинных теплоносителей. В Северо-Западном и Ингуло-Ингулецком районах таких блоков не было, и здесь глубинные флюиды распределились по всей вулканогенно-осадочной толще с достаточной плотностью теплового потока для ее частичного переплавления и генерации значительных по размерам очагов гранитной магмы.

Характерной особенностью комплексов прогрессивных плаггиоклаз-микроклиновых гранитов, как, впрочем, и остальных гранитоидов рассматриваемой группы, является их относительно простой фациальный состав. Преобладающим типом пород являются нормальные граниты, кристаллизовавшиеся из магмы в условиях умеренной щелочности и окислительно-восстановительного потенциала. При несколько пониженном химическом потенциале кислорода и пониженной щелочности кристаллизовались обогащенные кальцием разновидности гранитов и метагенные гранито-гнейсы; наряду с этим выделяются явно аллохтонные жильные граниты (типа быстривских), режим кристаллизации которых отличается заметно более окислительной обстановкой и низкой щелочностью; они наиболее перспективны в металлогеническом отношении. Основная же масса прогрессивных плаггиоклаз-микроклиновых гранитов характеризуется автохтонной или параавтохтонной формой залегания с постепенными переходами во вмещающие гнейсо-мигматитовые толщи.

Среди палингенных гранитоидов рассматриваемой стадии преобладающим развитием пользуются ремобилизованные автохтонные и параавтохтонные гранитоиды двух уровней генерации: глубинные чарнокитоиды и высокоглиноземистые граниты; среднеглубинные плаггиограниты. Характерной особенностью последних, представленных саксаганским и ингулецким комплексами, является их способность образовывать своеобразные куполовидные структуры; исходным субстратом для них явились гранитоиды днепропетровского комплекса и супракристалльные породы аульской серии.

Теоретические расчеты и экспериментальные исследования показывают, что гранитизация сопровождается значительным приращением

объема пород (по разным данным от 34 до 55 %). Приращение объема сильно зависит от разницы в составе и плотности исходных пород и образующихся гранитов: оно тем значительнее, чем больше эта разница. Этот эффект и проявляется в формировании купольных структур. Рост куполов возможен только в тектонически стабильных областях, без сильных динамических напряжений и в условиях умеренных глубин, хотя нередко этот тип структур относят к своеобразной "глубинной складчатости". Однако, как мы уже отметили выше, для более глубоких гранитоидов (чарнокитоиды и высокоглиноземистые граниты) куполовидные формы как раз не характерны.

Чаще всего купола возникают в зонах пересечения разнонаправленных разрывных нарушений; именно в пределах таких участков происходит сложение и усиление тепловых потоков, резко увеличиваются интенсивность и скорость размягчения пород вследствие снятия направленного и общего давления. Разгрузка напряжения в зоне растущего купола может происходить также вследствие его эрозии. Появление магмы приводит к более интенсивному воздыманию и, в свою очередь, стимулирует еще более широкое развитие плавления. При этом реализуется дополнительное выделение тепла за счет трения при вязком течении, а также выделение воды из гидроксилсодержащих минералов. Плавление может происходить почти по автоклавному механизму при незначительном поступлении глубинных флюидов, чем этот тип гранитоидов и отличается от регрессивных плагиоклаз-микроклиновых. Любопытным является тот факт, что переход от метагенных гранито-гнейсов к магматическим автохтонным плагиогранитам сопровождается снижением химического потенциала калия, что лишним раз подтверждает отсутствие в данном случае его глубинного источника; одновременно повышается окислительный потенциал.

Совсем в других условиях шло формирование ремобилизованных высокоглиноземистых гранитов и чарнокитов; прежде всего эти гранитоиды образовывались на больших глубинах, первые — в условиях повышенной кислотности, а вторые — при участии высокощелочных флюидов. Очевидно, именно этим в большей степени, чем составом субстрата, обусловлены разный состав двух формаций и лучшая сохранность в составе первой — гранат-биотитовых гнейсов, а второй — пироксенсодержащих гнейсов, хотя в обоих толщах присутствовали и те и другие первичные породы. При этом работал и принцип взаимного усиления кислотности — щелочности растворов при взаимодействии с субстратом: кислые растворы в толще преобладающих высокоглиноземистых гнейсов становились еще более кислыми, а щелочные при взаимодействии с основными метавулканитами и базитами еще более щелочными. Степень окисленности флюидов в обоих случаях была довольно высокой, особенно на завершающих стадиях гранитообразования.

Более интенсивными были флюидно-тепловые потоки при образовании регрессивных гранитоидов, представленных тремя формациями: регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов (гайсинский, или собитовый комплекс); регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов; лейкократовых существенно микроклиновых гранитов. При образовании этих гранитов функционировала практически открытая система с интенсивным промыванием и метагенной переработкой более древнего субстрата. Исходным субстратом для гранитоидов демуринского, мокромосковского и токовского комплексов послужили супракрустальные породы аульской серии и замещающие их гранитоиды днепропетровского комплекса, для уманского комплекса — звенигородские плагиограниты и гнейсы розинско-тикичской серии. Гранитная магма, давшая начало салтычанским гранитам, образовалась в результате повторного переплавления гранитоидов шевченковского комплекса, а исходным субстратом для анадольских гранитов были супракрустальные толщи западноприазовской серии.

Гранитоиды демуринского и уманского комплексов наиболее разнообразны по фациальному составу и условиям формирования. Среди них выделяются продукты метасоматической переработки первичного субстрата плагиогранитного или тоналитового состава с существенным привнесом калия, а также магматические разности, кристаллизовавшиеся на месте зарождения палингенной магмы или после незначительного ее перемещения. На начальной стадии зарождения этих гранитоидов господствовали условия растяжения, которое затем сменилось сжатием. Кристаллизация гранитов происходила на средних и больших глубинах.

Граниты мокромосковского комплекса имеют существенно магматическое происхождение. Исходная магма зарождалась в условиях больших и средних глубин (как и для демуринского комплекса), однако вследствие более интенсивного притока глубинных теплоносителей возникали все более крупные магматические очаги, из которых магма в условиях сжатия перемещалась на более высокие стратиграфические уровни; кристаллизация гранитов происходила в условиях отсутствия тектонических напряжений и при низком химическом потенциале кислорода. В сходной, но более окислительной обстановке (меньшее влияние глубинных восстановленных флюидов) образовались граниты салтычанского комплекса.

В несколько иных условиях происходило формирование гранитоидов токовского и анадольского комплексов. Прежде всего, эти условия отличались возросшей щелочностью глубинных гранитообразующих флюидов и, особенно, химического потенциала калия. Оба комплекса приурочены соответственно к завершающим этапам позднеархейского и раннепротерозойского тектоно-магматических циклов, представляя единую формацию лейкократовых существенно микроклино-

вых гранитов. Становление их происходило в мезоабиссальных условиях; для анодольского комплекса, имеющего параавтохтонную природу, уровни зарождения и кристаллизации магмы практически не отличаются. Магма токовских гранитов кристаллизовалась выше уровня первоначальной генерации, куда она внедрилась по ослабленным тектоническим зонам, представляющим собой узлы пересечения разнонаправленных разломов. Растяжение на начальных стадиях формирования этих комплексов завершилось стадией тектонического сжатия, а окончательная кристаллизация токовских гранитов происходила в спокойных тектонических условиях.

Интрузивные гранитоиды чарнокит-гранитовой стадии. Представлены формациями диоритов и плагиогранитов (сурский и обиточненский комплексы), интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов (осницкий комплекс), а также интрузивных чарнокитоидов, трахитоидных и чернокварцевых гранитов (новоукраинский и букинский комплексы). Их образование предшествовало становлению вышеохарактеризованных палингенно-анатектических гранитоидов и связано с последовательным внедрением в "гранито-гнейсовый" слой земной коры магмы от среднего до кислого состава. Эта группа гранитоидов в отличие от предыдущих характеризуется значительно более сложным фаціальным составом, что можно объяснить или дифференциацией исходной базальтовой магмы, или же вертикальной миграцией появляющихся и эволюционирующих магматических очагов, с захватом ими последовательно "базальтового", "диоритового" и "гранитного" слоев земной коры. Последнее нам представляется более вероятным. Становление сурского и обиточненского комплексов происходило в условиях сжатия, так как представлены они исключительно гнейсовыми фациями. Сурский комплекс теснейшим образом связан с заключительным этапом формирования верхнеархейских зеленокаменных поясов, со стадией сжатия зеленокаменных троговых прогибов и деформации выполняющих их осадочно-вулканогенных толщ. Обиточненский комплекс, имеющий раннепротерозойский возраст, формировался в несколько других тектонических условиях. Его становление происходило в пределах глыбы архейского фундамента, вовлеченного в процесс тектоно-магматической активизации. Вследствие прогибания в окружающих эту глыбу подвижных зонах в самой глыбе образовалась система окаймляющих ее кольцевых разломов, вдоль которых и происходило внедрение сначала основных, затем средних и кислых магм. К концу этапа растяжение сменилось сжатием и повторным складкообразованием размягченных архейских толщ совместно с внедренными в них протерозойскими интрузиями.

Гранитоиды осницкого комплекса, отличающиеся от обиточненских и сурских более высокой щелочностью, образовались в условиях мощной земной коры вследствие ее тектоно-магматической активизации. Отсутствие среди них гнейсовых и мигматитовых фаций свидетельствует о кристаллизации внедренной магмы в сравнительно спо-

койных тектонических условиях преобладающего растяжения. Их локальное развитие в пределах щита, приуроченность к своеобразной рифтогенной структуре, разделяющей Украинский щит и Белорусский кристаллический массив, тесная связь с вулканитами основного, среднего и кислого состава, неглубокий уровень кристаллизации и сравнительно невысокое содержание воды в исходной магме позволяют отнести эти гранитоиды к типу вулканических ассоциаций [366].

Близкими по условиям генерации были также магмы, которые привели к формированию новоукраинского и букинского комплексов. Однако, если осницкий комплекс образовался в условиях довольно обширной рифтогенной структуры, разделяющей Украинский щит и Белорусский кристаллический массив и выполненной вулканогенными образованиями, то эти комплексы приурочены к сравнительно узким зонам глубинных разломов между отдельными блоками внутри щита. Исходная магма характеризовалась еще большей щелочностью и повышенной сухостью, что позволяло ей проникать на довольно высокие уровни в земной коре.

Интрузивные гранитоиды граносиенит-рапакивигранитовой стадии. Сюда относятся формации субщелочных гранитоидов (восточноприазовский комплекс), анортзит-рапакивигранитовая (коростенский и курсунь-новомиргородский комплексы) и редкометаллических гранитов (каменномогильской и пержанский комплексы). Отмечается определенное сходство этой группы с предыдущей: почти столь же и еще более сложный фациальный состав, еще более повышенная щелочность и более отчетливо выраженная аллохтонность. Гранитоиды этой группы приурочены к тем же блокам щита, что и интрузивные гранитоиды предыдущей петрогенетической группы и, безусловно, их появление связано со сходными глубинными первопричинами (два разновозрастных этапа протоактивизации раннепротерозойской протоплатформы). В пределах Северо-Западного блока образованию коростенского комплекса предшествовало формирование букинского, в Ингуло-Ингулецком аналогичную пару образуют курсунь-новомиргородский и новоукраинский комплексы, а в Восточном Приазовье — пицехицкий гранодиорит обиточненского комплекса и гранитоиды восточноприазовского комплекса. Закономерно и их пространственное взаимное расположение: приуроченность интрузивных гранитоидов более раннего этапа протоактивизации к осевой зоне Украинского щита, а более поздней — к его северо-восточному склону и границе с Днепровско-Донецкой впадиной.

Начальные фазы всех гранитоидных комплексов граносиенит-рапакивигранитовой стадии представлены, безусловно, мантийными образованиями (щелочные ультрабазиты, карбонатиты, габбро и анортзиты). Внедрение их в "базальтовый" слой земной коры стимулировало появление там промежуточных магматических очагов, высокая щелочность, железистость и восстановительный характер которых

обусловлены интенсивным поступлением глубинных высокощелочных восстановленных флюидов. Внедрение интрузий происходило в условиях пульсационных тектонических движений умеренной интенсивности, когда на разных глубинах сжатие чередовалось с растяжением, процесс образования и перемещения магматических очагов сопровождался их контаминацией все более кислым материалом "гранито-гнейсового" слоя земной коры. Окончательное становление плутонов происходило в гипабиссальных условиях при спокойной тектонической обстановке с проявлением процессов магматической кристаллизационной дифференциации.

Редкометалльные граниты каменноугольного и пержанского комплексов представляют собой продукты кристаллизации наиболее обогащенных летучими кислых магм, которые на начальной стадии имели восстановительный характер и по этому признаку родственны гранитам рапакиви и граносиенитам. В отличие от последних, они характеризовались очень низкой щелочностью, как, впрочем, и некоторые разновидности гранитов в составе коростенского и восточноприазовского комплексов. Повышенная кислотность магмы и постмагматических растворов способствовала широкому проявлению процессов грейзенизации. Формирование пержанского комплекса завершилось в условиях резкого повышения щелочности и интенсивного проявления наложенных щелочных метасоматических процессов.

В заключение остановимся на сравнении докембрийского и фанерозойского гранитообразования. Здесь можно выделить два главных аспекта: формационный и металлогенический. Первый аспект подразумевает выявление черт сходства и отличия в вещественном составе, а также физико-химических и структурно-тектонических условиях формирования докембрийских и фанерозойских гранитоидных комплексов и формаций, второй — в сравнении их рудогенерирующей способности.

В разрезе первого аспекта наиболее подробное сравнение докембрийского и фанерозойского гранитообразования выполнено петрологами ленинградской школы [282, 220]. В.А.Рудник [288, 289] пришел к выводу, который в общем совпадает с мнением большинства исследователей, занимающихся этой проблемой, что земная кора и процессы гранитообразования в ней характеризуются циклическим развитием с разным соотношением таких гранитообразующих процессов, как метаморфизм, метасоматоз, плавление, внедрение магм разного состава и их дифференциация. По мнению этого исследователя, для докембрия характерно максимальное разнообразие генетических и петрохимических типов гранитоидов, хотя в формационном отношении они менее разнообразны по сравнению с фанерозойскими (с последним трудно согласиться).

Начало формирования древнейших гранитоидов В.А.Рудник относит к археозойской истории развития земной коры (3700—2100 млн лет), следовавшей после азойской (4600—3700 млн лет); археозойская история характеризовалась развитием про-, а затем протогеосинкли-

нальных складчатых систем, закладывавшихся вдоль крупнейших разломов. Гранитообразование в пределах одной и той же части литосферы проявлялось неоднократно. Отмечается закономерная эволюция гранитоидных формаций внутри каждого тектоно-магматического цикла и при переходе от более древних к более молодым циклам. Основными чертами этой эволюции являются: 1) последовательная смена генетических типов гранитоидов (метаморфогенных — палингенно-анатектических — палингенно-метасоматических — интрузивно-анатектических и интрузивно-реоморфических — ортомагматических); 2) увеличение доли мобильной фазы и усиление кристаллизационной дифференциации; 3) возрастание контрастности термодинамического режима на фоне общего снижения его параметров; 4) обогащение гранитоидов гранитофильными и обеднение гранитофобными элементами; 5) возрастание рудогенерирующей способности. Такая эволюция прослеживается в протогеосинклинальных и протоплатформенных системах протерозоя (2100—570 млн лет), продолжается и в геосинклинально-складчатых и платформенных структурах фанерозоя. Со среднего протерозоя ведущим процессом, определявшим проявление гранитоидного магматизма, становится кристаллизационная дифференциация. Смена режимов гранитоидного магматизма на рубеже протерозоя — фанерозоя обусловлена глобальными тектоническими процессами, с которыми связаны условия зарождения гранитоидных расплавов [318, 456].

На существование определенного отличия структурных, вещественных и генетических особенностей гранитоидных формаций докембрия и фанерозоя указывает также Ф.П.Митрофанов [282]. Им отмечается, прежде всего, преимущественно аллохтонный характер фанерозойских гранитоидов, обычно дискордантных и дисгармоничных, отчетливо автономных и обособленных от пород рамы до больших глубин (10—15 км). Часто эти массивы имеют зональное строение с приуроченностью более основных фаз к краевым частям. Большинство докембрийских комплексов являются однофазными, а редкие многофазные массивы имеют обратную зональность.

Сравнение химических составов гранитоидов разных стадий формирования земной коры, проведенное в системе $Ab - An - Or - K$ [162, 282], показало, что в формациях про- и протогеосинклинального этапов они являются в основном продуктами равновесной кристаллизации в глубинных условиях. В раннедокембрийских протоорогенных структурах и позднедокембрийских геосинклинальных комплексах гранитоиды проявляют тенденцию к значительной фракционной кристаллизации в условиях отсутствия равновесия между кристаллическими фазами и расплавом. Подобная же тенденция к неравновесной кристаллизационной дифференциации с направленностью в область низкотемпературных остаточных магм проявляется и в фанерозойских гранитоидных ассоциациях.

Для докембрия весьма характерны специфические формации гра-

нитоидов, не проявлявшиеся в более поздние геологические эпохи: эндербитов; древнейших тоналитов и плагиогранитов ("серые гнейсы"); анортозит-рапакивигранитовая. В то же время здесь достоверно не установлены или, во всяком случае, пользуются менее широким распространением типичные для фанерозойских подвижных зон формации габбро-плагиогранитной и габбро-диорит-гранитной групп.

На первый взгляд, среди докембрийских гранитоидов можно найти аналоги большинства типов, выделяемых в фанерозойских складчатых сооружениях (*I, S и A* — типы гранитов, выделяемые зарубежными геологами; геохимические типы гранитов Л.В.Тяусона и др.). Однако более пристальное рассмотрение показывает, что наряду с определенными признаками сходства между подобными типами гранитоидов докембрия и фанерозоя наблюдаются довольно существенные различия. В частности, выше была показана специфика геохимического облика охарактеризованных докембрийских формаций, ни одна из которых не имеет полного аналога среди подобных им фанерозойских ассоциаций.

Различия в условиях проявления докембрийской и фанерозойской гранитизации и становления соответствующих магматических комплексов в значительной степени отразились и на их металлогенической продуктивности. Вместе с тем исследование последних лет, осуществленные в рамках международной программы "Литосфера", показали, что между известными типами рудных месторождений, связанных с гранитоидами докембрия и фанерозоя, практически нет различий [65, 239]. Впечатление о низкой рудоносности докембрийских гранитоидов в сравнении с фанерозойскими сложилось по той причине, что в докембрии резко преобладают автохтонные палингенные и палингено-метасоматические гранитоиды, а в фанерозое — аллохтонные магматические. Среди этих двух типов именно последние чаще всего являются продуктивными, независимо от их возраста, тогда как автохтонные редко несут оруденение как в докембрии, так и в фанерозое.

Следует также иметь в виду, что в процессе кристаллизационной и эманационной дифференциации гипабиссальных интрузий остаточные расплавы, обогащенные летучими, локализуются в их нижних и верхних частях, на двух разных гипсометрических уровнях. С верхним уровнем связана рудная минерализация, развивающаяся в апикальных частях интрузий и во вмещающих породах; нижний является источником рудоносных пневматолитовых расплавов и гидротермальных растворов, генерирующих пегматиты и продукты автосоматической переработки исходных гранитоидов. В докембрийских интрузиях в связи с глубоким уровнем эрозионного среза могут сохраняться только следы деятельности нижних очагов локализации остаточных расплавов.

Гранитоиды Украинского щита перспективны на проявления меди, молибдена, вольфрама, олова и редких металлов. Медная минерализация связана с чарнокитами винницкого комплекса в зоне их контакта с бердичевскими гранитами. Следует принять во внимание, что

украинские гранитоиды вообще характеризуются повышенным содержанием меди, а среди них особенно выделяются эндербиты и чарнокиты винницкого комплекса, содержание меди в которых достигает 138 г/т. Очень высокое оно также (до 125 г/т) в чарнокитоидах новоукраинского и букинского комплексов. Медью обогащены высокотемпературные гранитоиды повышенной щелочности, а при смене щелочной среды на кислотную происходит ее обособление с образованием медной минерализации вплоть до промышленных скоплений. Поэтому можно рекомендовать в качестве наиболее перспективных на обнаружение месторождений медно-порфирового типа зоны контактов чарнокитоидов винницкого, новоукраинского и букинского комплексов с высокоглиноземистыми гнейсами и гранитами. Повышенное содержание меди в гранитах кировоградского и корсунь-новомиргородского комплексов свидетельствует в пользу особой перспективности на этот металл Ингуло-Ингулецкого района.

Молибденовая минерализация на Украинском щите известна в связи с гранитами токовского, осницкого и салтычанского комплексов. Многочисленные проявления молибдена, а также олова и вольфрама связаны со скарнами, грейзенами и пегматитами главным образом в пределах Северо-Западного и Приазовского районов. Наиболее перспективными на выявление рудопроявлений и возможных месторождений этих элементов являются формации редкометалльных лейкократовых гранитов и связанных с ними метасоматитов, анортозит-рапакиви-гранитовая и субщелочных гранитоидов, интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов, а также перемещенных разновидностей гранитоидов в составе формаций лейкократовых существенно микроклиновых гранитов, регрессивных и прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Первоочередного внимания заслуживают фации гранитоидов из этих формаций, характеризующиеся экстремальными уровнями кислотности — щелочности, а также зоны проявления связанных с ними метасоматитов щелочного и кислотного характера.

Редкометалльные граниты и пегматиты приурочены почти исключительно к завершающей, граносиенит-рапакивигранитовой стадии формирования земной коры Украинского щита. Проявления редкометалльной минерализации связаны также с лейкократовыми перемещенными разновидностями гранитоидов некоторых формаций чарнокит-гранитовой стадии (существенно микроклиновых, а также плагиоклаз-микроклиновых и ремобилизованных высокоглиноземистых гранитов). Ведущим фактором образования оруденения этого типа является повышенное содержание летучих компонентов в гранитной магме. Формировалось оно на сравнительно небольшой глубине и поэтому возможность выявления промышленных скоплений редких металлов в связи с названными формациями в значительной степени зависит от глубины эрозионного среза.

На примере Украинского щита в работе продемонстрированы возможности комплексного использования тектонических, петрологических и геохимических критериев для формационного расчленения гранитоидов докембрия и выполнения на его основе петрогенетических, стратиграфических и металлогенических реконструкций. Основные выводы, полученные в результате проведенных исследований и обобщений, сводятся к следующему.

1. В докембрийской истории формирования "гранито-гнейсового" слоя земной коры выделяются несколько тектоно-магматических циклов, в частности, на Украинском щите: раннеархейский (древнее 3300 млн лет), позднеархейский (3300–2600 млн лет), раннепротерозойский (2600–1850 млн лет) и среднепротерозойский (1850–1650 млн лет). С каждым из них связано интенсивное гранитообразование, однако характер его проявления и состав формирующихся гранитоидов были существенно разными, что позволяет говорить об эволюции этого процесса во времени. Кроме того, фиксируется определенная латеральная изменчивость разновозрастных гранитоидных ассоциаций в пределах разных геологических структур, соответствующих разным структурно-формационным зонам. Это обусловлено поясовым проявлением тектоно-магматической активности и постепенным наращиванием "гранитного" слоя земной коры в вертикальном и горизонтальном направлениях. Обобщение временной и латеральной изменчивости гранитообразования в докембрии позволяет выделить три последовательные стадии: эндербит-плагиогранитовую, чарнокит-гранитовую и граносиенит-рапакивигранитовую.

2. В качестве основной таксономической единицы при формационном анализе докембрийских гранитоидов предлагается использовать комплекс. Под гранитоидным комплексом понимается парагенетически связанная ассоциация гранитоидов, характеризующихся определенной общностью состава, близких по времени и условиям образования и развитых в пределах одной и той же структурно-формационной зоны. Сходные по составу, тектонической приуроченности и условиям образования гранитоидные комплексы, развитые в разных структурно-формационных зонах одного и того же региона, объединяются в конкретную гранитоидную формацию. Комплексы в составе формации

могут быть разновозрастными, но временной разрыв между ними не должен превышать одного тектоно-магматического цикла.

Формационный анализ гранитоидов проводится в три этапа. На первом этапе выделяются гранитоидные комплексы, определяются их объем и естественные границы. На втором – производится классификация и типизация комплексов с учетом их вещественного состава и положения в геологической структуре, выделяются гранитоидные формации, латеральные и вертикальные серии и ряды гранитоидных комплексов. На заключительном этапе воссоздается общая эволюция процесса гранитообразования в связи с тектоникой и термодинамическими условиями, выясняются место и роль гранитоидных формаций в геологической истории региона и их металлогеническое значение. Для решения всех этих задач используется комплекс геологических, петрологических и геохимических методов, применение которых на каждом из этапов имеет свои особенности.

3. Гранитоиды Украинского щита представлены 15 формациями, которые объединяют 30 комплексов. Эндербит-плагิโอгранитовая стадия представлена двумя формациями: эндербитов (гайворонский, токмакский и славгородский комплексы), тоналитов и плагิโอгранитов (днепропетровский, шевченковский и звенигородский). Максимальное количество формаций (10) относится к чарнокит-гранитовой стадии: интрузивных диоритов и плагิโอгранитов (сурский и обиточненский комплексы), ремобилизованных автохтонных плагิโอгранитов (саксаганский и ингулецкий), ремобилизованных автохтонных чарнокитов (винницкий), регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов (гайсинский), ремобилизованных высокоглиноземистых гранитов (бердичевский), интрузивных чарнокитоидов, трахитоидных и черно-кварцевых гранитов (новоукраинский и букинский), интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов (осницкий), прогрессивных плагιοклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов (житомирский и кировоградский), регрессивных плагιοклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов (демуринский, мокромосковский, уманский и салтычанский), лейкократовых существенно микроклиновых гранитов (токовский и анадольский). Граносиенит-рапакивигранитовую стадию представляют три гранитоидные формации: субщелочных гранитоидов (восточноприазовский комплекс), анортозит-рапакивигранитовая (коростенский и корсунь-новомиргородский) и редкометалльных лейкократовых гранитов (каменномогильский и пержанский).

Одновозрастные или близкие по возрасту гранитоидные комплексы, относящиеся к одному тектоно-магматическому циклу, объединяются в латеральные серии, а по отдельным районам комплексы могут быть сгруппированы в вертикальные серии и эволюционные ряды. Вертикальные серии комплексов представлены примерно разновозрастными гранитоидами, формировавшимися в одной и той же структур-

но-формационной зоне на разных уровнях глубинности. Для раннего архея такую серию составляют глубинный славгородский и среднеглубинный днепрпетровский комплексы; для позднего архея — соответственно токмакский и шевченковский; для раннего протерозоя — среднеглубинный житомирский и малоглубинный осницкий, среднеглубинный кировоградский и малоглубинный новоукраинский.

Эволюционные ряды гранитоидных комплексов формировались последовательно в пределах конкретной геологической структуры (района) на протяжении одного тектоно-магматического цикла. Пока наиболее полные ряды выделены только в Приазовском и Среднеприднепровском районах. В Приазовье раннепротерозойский ряд гранитоидных комплексов включает в себя обиточенский (2150—2000 млн лет), салтычанский (1900 млн лет) и анадольский (1900—1850 млн лет) комплексы. Прослеживается четкая направленность развития гранитообразования в генетическом и вещественном аспектах: от инициального интрузивного, более основного по составу до палингенного, лейкократового, с субщелочным уклоном. В Среднеприднепровском районе сходные ряды представляют архейские сурский, мокромосковский и токовский комплексы (в центральной и восточной частях района), саксаганский, демуринский и ингулецкий (в его западной части).

4. К наиболее надежным классификационным признакам гранитоидных формаций относятся особенности состава и свойств породообразующих и аксессуарных минералов. Самый информативный минерал в гранитоидах — ЩПШ. По его составу, а также с учетом внешних, оптических, структурных и термолюминесцентных признаков почти однозначно определяется принадлежность гранитоидов к тому или иному комплексу и формации, восстанавливаются условия гранитообразования: температура, давление, режим летучих компонентов, глубина кристаллизации. Наиболее четко по комплексу признаков различаются ЩПШ из чарнокитоидов, рапакиви и плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Первые характеризуются наиболее низкой структурной упорядоченностью, максимальным размером ребра элементарной ячейки, низким (85—90 %) содержанием ортоклаза в пертите, высоким (2—3 %) — анортита. В субплатформенных рапакиви и рапакивиподобных гранитах ЩПШ отличается наиболее высоким содержанием альбитового компонента (до 30—45 %), максимальной чистотой калишпатовой фазы в пертитах, низкой оптической и рентгеновской упорядоченностью. В нормальных гранитах калиевый полевой шпат содержит самое большое количество ортоклазового и минимальное — анортитового компонентов; степень упорядоченности его наиболее высокая — повсеместно это максимальный микроклин с четкой двойниковой решеткой (сноповидной, шахматной или клеточной с промежуточными подтипами).

Новые закономерности были выявлены при рассмотрении состава ЩПШ отдельных фациальных разновидностей гранитоидов в каждом

комплексе. Прежде всего оказалось, что ЩПШ из гранитоидов каждого комплекса на диаграмме Аб — Ан — Орт образуют индивидуальные тренды с дискретными группами, представляющими ЩПШ из отдельных фаций гранитоидов. В палингено-анатектических коровых гранитоидах от начальных к поздним фазам в ЩПШ повышается содержание альбитового компонента, в интрузивных — оно понижается.

Содержание и распределение элементов-примесей в ЩПШ определяется двумя главными факторами: 1) температурой минералообразования; 2) кристаллизационной и эманационной дифференциацией. В зависимости от степени влияния каждого из этих факторов элементы-примеси делятся на четыре группы. Первая объединяет Ba, Sr и Rb, распределение которых подчиняется в основном фактору кристаллизационной и эманационной дифференциации. Ba и Sr проявляют тенденцию к вхождению в решетку ЩПШ на ранних, высокотемпературных стадиях магматического и ультраметаморфического гранитообразования, в то время как Rb накапливается в поздних магматических дифференциатах и обогащает ЩПШ, кристаллизующийся на его завершающих стадиях. Вторую группу элементов-примесей представляют La, Ce, Nb, которые тоже проявляют тенденцию к преимущественному накоплению в более поздних дифференциатах, обнаруживая в этом отношении сходство с Rb; но вместе с тем они характерны для более высокотемпературных ЩПШ. Преимущественно температурным фактором определяются содержания в ЩПШ элементов третьей группы: Li, обогащающего высокотемпературные ЩПШ, а также Zr и Cs, входящих в основном в решетку низкотемпературных микроклинов. Четвертую группу представляют халькофильные элементы; Zn и Ga характерны для более высокотемпературных ЩПШ из гранитоидов относительно поздних стадий формирования, а Pb и Cu — для более ранних, относительно низкотемпературных.

Содержание элементов-примесей в ЩПШ служит также надежным индикатором генезиса и формационной принадлежности гранитоидов. На факторной диаграмме ЩПШ из каждого комплекса образуют свой тренд, расположение и ориентировка которого строго определяются корреляционными связями между перечисленными выше группами элементов, а, следовательно, температурой и характером дифференциации исходной магмы. В интрузивных гранитоидах от ранних к поздним фациям в ЩПШ повышается содержание Rb, Zr и Cs (что свидетельствует о снижении температуры кристаллизации), а в палингено-анатектических — Rb, La, Ce и Nb (повышение температуры кристаллизации).

Б. Очень информативным пороодообразующим минералом гранитоидов является биотит, химический состав которого помогает определять их формационную принадлежность и оценивать такие параметры условий образования, как кислотность — щелочность, температура, окислительный потенциал. Наиболее информативные показатели изменения этих параметров — железистость, глиноземистость, титанистость

и содержание элементов-примесей. Данные зависимости достаточно сложные и в наиболее отчетливой форме проявляются они на диаграммах сопряженного изменения железистости и отношения глинозема в разных координациях, приходящегося на истонит-сидерофиллитовую составляющую, железистости и суммарного содержания алюминия в этой же составляющей, отношений кремния к алюминию, а также суммарного магния и железа. По первой диаграмме определяются окислительный потенциал и температура кристаллизации, по второй — химический потенциал калия, по третьей — общая щелочность. Установлено, что все эти параметры во время становления каждого гранитоидного комплекса закономерно меняются, и соответствующие разным фациям гранитоидов биотиты располагаются в определенные тренды, индивидуальные для каждого комплекса. Содержание TiO_2 в биотитах зависит не только от глубины кристаллизации, как это предполагалось раньше, но и от щелочности минералообразующей среды, химической активности кислорода, а также содержания титана в исходной породе.

Наиболее характерные и информативные элементы-примеси в биотите — Li, Rb, Ba, Zr, Zn и Ga. Распределение Rb, Zn, Ga и Ba определяется главным образом процессами кристаллизационной и эманационной дифференциации: первые три предпочтительно накапливаются в биотитах поздних фаз кристаллизации, а последний в биотитах ранних, более меланократовых фаз. Содержание Li и Zr в значительной степени зависят от глубины генерации гранитной магмы; наиболее обогащены обоими элементами биотиты в интрузивных гранитоидах, магма которых генерировалась в нижних частях земной коры.

6. Выявлена принципиально новая зависимость соотношения в цирконе U, Th и Pb от кислотности — щелочности минералообразующей среды. Цирконы из гранитоидов с повышенной кислотностью заметно обогащены Pb, а в субщелочных и щелочных разностях — Th (щелочные породы Приазовья) либо U (некоторые чарнокитоиды, а также щелочные метасоматиты Кривого Рога). Абсолютные содержания в цирконе Pb, а также Th и U возрастают в гранитоидах более поздних стадий формирования земной коры. От ранних к поздним фазам гранитоидов в отдельных комплексах циркон обогащается Hf, Y и Yb.

Изучено распределение Y и Sr в апатитах; сделан предварительный вывод, что соотношение этих элементов в апатите из гранитоидов определяется прежде всего кремнеземистостью и основностью вмещающих пород: по мере снижения основности и увеличения содержания кремнезема в гранитоидах в апатитах возрастает содержание Y при одновременном снижении содержания Sr. Однако, кроме этого, сказываются и другие пока достоверно не выясненные факторы, влияние которых приводит к разным соотношениям двух названных элементов в апатитах из гранитов сходного состава, но относящихся к разным комплексам.

Проанализирован характер изменения содержания ряда элементов-примесей в акцессорном сфене. Установлено, что количество Fe в нем зависит в первую очередь от основности вмещающих пород и в меньшей степени от их щелочности; с содержанием Fe положительно коррелируется содержание Mn. Sr максимально обогащен сфен из диоритов, его практически нет в сфене из лейкократовых гранитов. Содержание Nb и Y в этом минерале не зависит от состава вмещающих пород, а скорее определяется условиями их кристаллизации: данными элементами обогащены метасоматические или магматические более поздних фаз кристаллизации сфены. Появление в некоторых сфенах существенного количества Mo может служить хорошим поисковым признаком на молибденовые рудопроявления.

7. Рассчитаны средние содержания 18 редких и рудных элементов в основных фациальных разновидностях гранитоидных комплексов и средневзвешенные по комплексам и формациям, а также средние содержания (кларки) для гранитоидов Украинского щита в целом. Распределение этих элементов в гранитоидных комплексах и формациях определяется тремя главными факторами: степенью зрелости земной коры; кристаллизационной и эманационной дифференциацией; характером щелочности минералообразующей среды. С помощью факторного анализа все элементы-примеси разделились на несколько групп. V, Co, Ni, Cr, Ti и Sc характерны для гранитоидов эндербит-плагиогранитовой стадии формирования земной коры и ранних фаз становления гранитоидных комплексов чарнокит-гранитовой стадии. Sr, проявляющий сродство с Ca и Na, характерен для ранних стадий формирования земной коры и предпочтительно накапливается в гранитоидах натриевого ряда. Rb, Li, Nb, Y и Be обогащают граниты граносиенит-рапакивигранитовой стадии и продукты их метасоматической переработки натриевого ряда, а также поздние дифференциаты гранитоидных комплексов чарнокит-гранитовой стадии. La, Ce, Zr и Pb характерны для более ранних дифференциатов гранитоидных комплексов граносиенит-рапакивигранитовой стадии и существенно калиевых гранитоидов чарнокит-гранитовой стадии. Ba, проявляющий тесное сродство с K, обогащает поздние дифференциаты гранитоидных комплексов чарнокит-гранитовой стадии и более ранние фации гранитоидов граносиенит-рапакивигранитовой стадии. В значительно меньшей степени от влияния указанных факторов зависит распределение Cu, Zn и Ga, хотя первый из них предпочтительнее накапливается в гранитоидах эндербит-плагиогранитовой и чарнокит-гранитовой стадии, а два последних — граносиенит-рапакивигранитовой.

Гранитоиды всех выделенных стадий, ряда формаций и многих комплексов хорошо различаются по отношениям K/Na, Rb/Sr, Ba/Sr, Ti/Zr и Ti/V. Отношение K/Rb, а также содержание в гранитах лития может служить достаточно надежным критерием глубинности становления гранитоидов. Показателем повышенной щелочности гранитоид-

дов является высокое содержание в них Rb, Nb и Zn, а также крайне низкое содержание V, Co и Ni. Аллохтонные граниты обычно заметно обогащены Pb по сравнению с автохтонными.

8. Исследовано распределение P3Э в гранитоидах. Установлено, что гранитоиды эндербит-плагииогранитовой стадии характеризуются самыми низкими содержаниями P3Э (34—169 г/т), резким преобладанием лантаноидов цериевой группы и положительной аномалией европия. В гранитоидах чарнокит-гранитовой стадии содержание (80—400 г/т) и состав P3Э колеблются в более широких пределах. Заметно повышенным содержанием суммы P3Э (200—400 г/т) выделяются перемещенные разности гранитов, характеризующиеся также повышенным отношением легких лантаноидов к тяжелым. Прогрессивные граниты отличаются от регрессивных более четко выраженной отрицательной аномалией европия, которая достигает максимальных значений в редкометалльных гранитах. Эти граниты характеризуются также максимальным значением суммы P3Э (250—1300 г/т) при существенно возрастающей роли тяжелых лантаноидов. Несколько более широкие пределы колебания содержания P3Э (100—1100 г/т) в гранитах граносиенит-ралакивиогранитовой формации, характеризующихся также промежуточными, но довольно высокими значениями отношения легких и тяжелых лантаноидов.

9. На основании комплекса геологических, петрологических и геохимических признаков сделан вывод, что большинство гранитоидов Украинского щита проходили магматическую стадию, а исходные магмы по составу и способу образования были очень разнообразными. Выделены четыре петрогенетические группы гранитоидов: 1) древнейшие гранитоиды эндербит-плагииогранитовой стадии формирования земной коры, ассоциирующие с основными породами габбро-норитового состава (формации эндербитов; тоналитов и плагииогранитов); основная магма генерировалась в верхней мантии в результате селективного плавления перидотита, а кислая — в нижней части земной коры при частичном плавлении "базальтового" слоя; 2) палингенно-анатектические гранитоиды чарнокит-гранитовой стадии, магма которых генерировалась в "гранитном" слое земной коры; среди них выделяются ремобилизованные, субстрат которых не претерпел существенной переработки глубинными флюидами (формации автохтонных плагииогранитов, автохтонных чарнокитов, высокоглиноземистых гранитов), регрессивные, субстрат которых до переплавления был существенно переработан и приблизился по составу к граниту (формации диоритов, гранодиоритов и гранитов, плагииоклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов, лейкократовых существенно микроклиновых гранитов) и прогрессивные плагииоклаз-микроклиновые граниты, которые образовались в результате ультраметаморфизма и последующего плавления предварительно метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ; 3) интрузивные гранитоиды чарнокит-гранитовой

стадии с более глубинным уровнем генерации исходной магмы, которая кристаллизовалась в условиях, близких к гипабиссальным, среди них выделяются разности с водными (формации интрузивных диоритов и плагиогранитов; интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов) и сухими (формация интрузивных чарнокитоидов, трахитоидных и чернокварцевых гранитов) исходными магмами; 4) интрузивные гранитоиды граносиенит-рапакивигранитовой стадии; основные члены одноименной формации связаны с мантийным магматическим источником, а кислые являются производными гранитной магмы, выплавлявшейся в нижних частях "гранито-гнейсового" слоя.

10. Сравнение геологических, петрологических и геохимических особенностей охарактеризованных докембрийских гранитоидов с известными геохимическими типами гранитов фанерозоя, выделенными Л.В.Таусоном, позволило сделать вывод о специфике докембрийского гранитообразования, обусловленной повышенным геотермическим градиентом, малой мощностью земной коры и специфическим режимом глубинных флюидов, фильтрующихся через неистощенные породы мантии.

11. Гранитоиды Украинского щита перспективны на проявления Cu, Mo, W, Sn и редких металлов. В качестве наиболее перспективных на обнаружение месторождений медно-порфирового типа можно рекомендовать зоны контактов чарнокитоидов винницкого, новоукраинского и букинского комплексов с высокоглиноземистыми гнейсами и гранитами. Повышенное содержание Cu в гранитах кирогоградского и корсунь-новомиргородского комплексов свидетельствует в пользу особой перспективности на этот металл Ингуло-Ингулецкого района. Наиболее перспективны на нахождение рудопроявлений и возможных месторождений Mo, Sn и W формации редкометалльных лейкократовых гранитов и связанных с ними метасоматитов, анортозит-рапакивигранитовая и субщелочных гранитоидов, интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов, а также перемещенные разности гранитоидов в формациях лейкократовых существенно микроклиновых гранитов, регрессивных и прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Первоочередного внимания заслуживают фации гранитоидов из этих формаций, характеризующиеся экстремальными условиями кислотности — щелочности, а также зоны проявления связанных с ними метасоматитов щелочного и кислотного характера. Редкометалльные граниты и пегматиты приурочены почти исключительно к завершающей граносиенит-рапакивигранитовой стадии формирования земной коры Украинского щита. Проявления редкометалльной минерализации связаны также с лейкократовыми перемещенными разностями гранитов некоторых формаций чарнокит-гранитовой стадии (существенно микроклиновых, а также плагиоклаз-микроклиновых гранитов; ремобилизованных высокоглиноземистых гранитов).

1. *Айнберг Л.Ф.* Призовский щелочной массив. — М., 1933. — 100 с. — (Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ние. Вып. 196).
2. *Акцессорные минералы Украинского щита* / Под ред. Б.Ф.Мицкевича, Н.П.Щербака. — Киев: Наук. думка, 1976. — 260 с.
3. *Алейников А.Л., Беликов В.Г.* Роль зон повышенной проницаемости в развитии земной коры // Геология и геофизика. — 1984. — № 4. — С. 70—78.
4. *Александров И.В.* К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. — М.: Наука, 1980. — 198 с.
5. *Амишинский Н.Н.* Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов. — Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. — 200 с.
6. *Анортозит-рапакивигранитная* формация Восточно-Европейской платформы / Под ред. Ф.П.Митрофанова. — Л.: Наука, 1978. — 293 с.
7. *Антипин В.С.* Полевые шпаты — геохимические индикаторы генезиса магматических пород и их потенциальной рудоносности // Проблемы геохимии эндогенных процессов. — Новосибирск: Наука, 1977. — С. 61—70.
8. *Ардюшин В.В.* Определение относительного уровня эрозийного среза гранитных массивов по геологическим, минералогическим, петрографическим и петрохимическим данным // Новые данные по геологии, геохимии и минералогии месторождений редких элементов Казахстана. — Алма-Ата, 1980. — С. 105—111.
9. *Афанасьев Г.Д.* К проблеме гранитов // Проблема магмы и генезиса изверженных пород. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 42—59.
10. *Бадалов С.Т.* О геохимических свойствах титана, ванадия и олова в природных системах // Узб. геол. журн. — 1982. — № 1. — С. 49—56.
11. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. — М.: Мир, 1963. — 108 с.
12. *Балашов Ю.А.* Закономерности распределения редкоземельных элементов в земной коре // Геохимия. — 1963. — № 2. — С. 287—293.
13. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976. — 267 с.
14. *Балашов Ю.А.* Возникновение и развитие неоднородности верхней мантии // Докл. АН СССР. — 1979. — 246, № 5. — С. 1214—1217.
15. *Батиева И.Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1976. — 224 с.
16. *Батиева И.Д., Бельков И.В.* Гранитоидные формации Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1968. — С. 5—144.
17. *Барт Т.Ф.* Изменения палеотемператур гранитных пород. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 20 с.
18. *Безбородько Н.И.* К петрогенезису темноцветных пород Подолы и соседних районов // Тр. Минерал. ин-та АН СССР. — 1931. — 1. — С. 127—157.
19. *Безбородько М.І.* Проблема петрогенетичних взаємовідношень між породами, серіями та формаціями // Журн. геол.-геогр. циклу АН УРСР. — 1934. — № 4/8. — С. 50—62.

20. *Безбородько М.І.* Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. — К. : Вид-во АН УССР, 1935. — 389 с.
21. *Безбородько Н.И.* Этапы вулканизма и эпохи докембрия УССР // Пробл. сов. геологии. — 1935. — № 11. — С. 44—67.
22. *Безпалько Н.А.* Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. — К. : Наук. думка, 1970. — 162 с.
23. *Белевцев Р.Я.* Условия образования гранитоидов Приингуля по данным изучения полевых шпатов // Геол. журн. — 1969. — 29, вып. 3. — С. 52—60.
24. *Белевцев Р.Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. — Киев : Наук. думка, 1975. — 230 с.
25. *Белевцев Я.Н., Каляев Г.И., Галецкий Л.С.* Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых. — М. : Наука. — 1975. — Т. 2. — С. 230—235.
26. *Белевцев Я.Н., Егоров Ю.П., Олейник О.А. и др.* Содержание малых элементов в главнейших типах горных пород Украинского щита // Геол. журн. — 1976. — 36, вып. 4. — С. 56—75.
27. *Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н.* Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов центральной части Украинского щита // Там же. — 1974. — 34, вып. 1. — С. 16—34.
28. *Белоусов А.Ф.* Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах // Геология и геофизика. — 1967. — № 5. — С. 8—15.
29. *Белоусов А.Ф.* Об основаниях формационного анализа // Проблемы магматических формаций. — М. : Наука, 1974. — С. 6—14.
30. *Белоусов А.Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. — Новосибирск : Наука, 1976. — 332 с.
31. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. — М. : Наука, 1966. — 123 с.
32. *Беляев Г.М., Рудник В.А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. — Л. : Недра, 1978. — 168 с.
33. *Берзенин Б.З., Бойко В.Л., Бобров А.Б.* Древнейшие гранитоиды Украинского щита // Древнейшие гранитоиды СССР. — Л. : Наука, 1981. — С. 115—118.
34. *Ершов Л.В.* Об изоморфизме Tb^{4+} , Tu^{2+} и Y^{3+} в цирконах // Геохимия. — 1971. — № 1. — С. 48—53.
35. *Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б.* Редкометалльные гранитовые формации. — Л. : Недра, 1979. — 280 с.
36. *Беус А.А.* Геохимия литосферы. — М. : Недра, 1981. — 335 с.
37. *Беус А.А.* Перераспределение вещества в гравитационном поле Земли как фактор формирования зональной литосферы // Докл. АН СССР. — 1985. — 280, № 1. — С. 216—219.
38. *Беус А.А. и др.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). — М. : Изд-во АН СССР, 1962. — 195 с.
39. *Билибин Ю.А.* Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. — М. : Госгеолтехиздат, 1955. — 88 с.
40. *Бобров А.Б., Берзенин Б.З.* Температурный режим формирования аллохтонных гранитов Среднего Приднестровья // Геол. журн. — 1982. — 42, вып. 1. — С. 93—96.
41. *Богатиков О.А., Биркис А.П.* Магматизм докембрия Западной Латвии. — М. : Наука, 1973. — 140 с.
42. *Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С.* "Серые гнейсы" и проблема направленности в развитии континентальной земной коры // Изв. АН СССР, Сер. геол. — 1980. — № 4. — С. 8—22.
43. *Богданов А.А. и др.* Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков // Геотектоника. — 1972. — № 5. — С. 3—22.

44. *Богданова С.В.* Гранитно-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области — неоднородности архейской литосферы Восточно-Европейской платформы // Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г. — М.: Наука, 1984. — Т. II. — С. 264—265.
45. *Боконбаев К.Дж.* Геологический аспект парадокса падающего пузырька // Докл. АН СССР. — 1984. — 274, № 6. — С. 1438—1440.
46. *Борисенко Л.Ф., Пялунов С.М.* Новые данные о распределении R3Э и скандия в апатите и ильмените // Там же. — 1981. — 260, № 3. — С. 717—721.
47. *Бородин Л.С.* Геохимия главных серий изверженных пород. — М.: Недра, 1981. — 194 с.
48. *Борсук А.М., Рябчиков И.Д., Соколова И.П. и др.* О происхождении гранитоидов латитовых серий // Тез. докл. науч. семинара "Серии магматических горных пород — происхождение и металлогения". — М.: ИГЕМ АН СССР, 1985. — С. 72—73.
49. *Булкин Ю.С., Матрунчик Л.И., Пап А.М.* Барий и стронций в гетерогенных гранитоидах Белорусской антеклизы // Докл. АН СССР. — 1983. — 27, № 9. — С. 846—849.
50. *Бурков В.В.* Стронций // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. — М.: Наука, 1964. — Т. 1. — С. 133—160.
51. *Бухарев В.П.* Анортозит-рапакивигранитная формация Украинского щита // Геол. журн. — 1983. — 43, вып. 4. — С. 30—40.
52. *Бухарев В.П., Колосовская В.А., Хворов М.И.* Особенности становления анортозитовых массивов Северо-Запада Украинского щита // Сов. геология. — 1973. — № 6. — С. 126—132.
53. *Бушмин С.А., Кравцова Е.И.* Соотношение метасоматоза и плавления при гранитизации в амфиболитовой фации // Тез. докл. науч. семинара "Серии магматических горных пород — происхождение и металлогения". — М.: ИГЕМ АН СССР, 1985. — С. 10—11.
54. *Вайнштейн Э.Е., Гинзбург А.И., Швалевский И.Д.* О соотношении гафния и циркония в цирконах гранитных пегматитов // Геохимия. — 1959. — № 2. — С. 305—312.
55. *Вайнштейн Э.Е., Тугаринов А.И., Туранская Н.В.* О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах // Там же. — 1956. — № 1. — С. 36—47.
56. *Варданянц Л.А.* Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы. 1:5 000 000 : Объяснительная записка. — М.: Недра, 1960. — 95 с.
57. *Васильев В.И.* Некоторые понятия формационного анализа // Геологические формации. — Л.: ВСЕГЕИ, 1968. — С. 27—29.
58. *Ведеполь К.Х.* Геохимический обзор распределения цинка // Проблемы геохимии. — М.: Наука, 1965. — С. 55—61.
59. *Великостявчинский Д.А.* Петрология Выборгского массива рапакиви. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953. — 142 с.
60. *Венидиктов В.М.* Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1978. — 162 с.
61. *Венидиктов В.М., Шемякин В.М.* Чарнокитоиды Украинского кристаллического массива // Магматические формации складчатых регионов. — Элиста: Калм. кн. изд-во, 1975. — С. 104—120.
62. *Ветрин В.Р.* Геолого-геохимические особенности древнейших гранитоидов Кольского полуострова // Природные ассоциации серых гнейсов архея. — Л.: Наука, 1984. — С. 113—123.
63. *Ветрин В.Р.* Гранитоиды Мурманского блока. — Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. — 124 с.
64. *Вигорова В.Г.* Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах различной формационной принадлежности // IX Семинар по геохимии магматических пород (Москва, 1983 г.): Тез. докл. — М., 1983. — С. 117.
65. *Виноградов А.Н.* Рудогенерирующие системы докембрийских гранитоидных

- формаций Балтийского щита // Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона. — Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. — С. 3—17.
66. *Виноградов А.Н., Виноградова Г.В.* Геология и петрология умбинского комплекса интрузивных чарнокитов и гранитов // Интрузивные чарнокиты и порфиroidные граниты Кольского полуострова. — Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1975. — С. 3—48.
 67. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. — 1962. — № 7. — С. 555—571.
 68. *Волохов И.М.* Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. — Новосибирск, Наука, 1979. — 166 с.
 69. *Воронин Ю.А., Еганов Э.А.* Вопросы теории формационного анализа. — Новосибирск, Наука, 1968. — 59 с.
 70. *Гавриленко В.В.* К геохимии гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Вопр. геохимии и типоморфизма минералов. — 1985. — № 3. — С. 143—153.
 71. *Гаврилин Р.Д., Злобин Б.Н., Леонов Л.Л. и др.* Геохимия варисских интрузивных комплексов Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1966. — 210 с.
 72. *Галецкий Л.С.* Новый тип алогранитов // Геол. журн. — 1970. — 30, вып. 6. — С. 75—81.
 73. *Галецкий Л.С., Почтаренко В.И., Бочай Л.В.* Геохимические особенности и молибденоносность докембрийских пород западной части Украинского щита // Там же. — 1975. — 35, вып. 4. — С. 42—55.
 74. *Геология и металлогения докембрия Украинского щита.* Комплект карт. 1:1000000: Объяснительная записка. — Киев, Мингео УССР, 1984. — Кн. 1. — 148 с.; Кн. 2. — 95 с.
 75. *Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии /* Под ред. К.О.Кратца. — Л.: Наука, 1968. — 333 с.
 76. *Геология СССР.* Т. 5. Украинская ССР. Молдавская ССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1958. — Ч. 1. — 1000 с.
 77. *Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.* — М.: Наука, 1981. — 208 с.
 78. *Гинтов О.Б.* О докембрийском разрезе Первомайско-Голованевского района Среднего Побужья // Геол. журн. — 1972. — 32, вып. 4. — С. 68—75.
 79. *Гинтов О.Б.* Структура континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. — Киев: Наук. думка, 1978. — 162 с.
 80. *Гинтов О.Б., Патрикан Р.П., Тимошенко А.И.* Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура // Геол. журн. — 1974. — 34, вып. 3. — С. 73—81.
 81. *Глебова-Кульбаха Г.О., Лобач-Жученко С.Б.* Граниты Южной Карелии // Граниты Кольского полуострова и Карелии. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 161—333.
 82. *Глебовицкий В.А., Другова Г.М.* Соотношение гранито-зеленокаменных и гранулитогнейсовых областей в эпиархейских кратонах // Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г. — М.: Наука, 1984. — Т. II. — С. 299—300.
 83. *Глевасский Е.Б.* Вопросы геологии и металлогении докембрия Приазовского блока // Литологические реконструкции метаморфических комплексов УЩ и их использование при стратиграфической и металлогенетической корреляции. — Киев, 1981. — С. 28—44. — (Препринт / АН УССР, ИГФМ).
 84. *Глуховский М.З., Павловский Е.В.* К проблемам ранних стадий развития Земли // Геотектоника. — 1973. — № 2. — С. 3—8.
 85. *Гозель Г.Н.* Акцессорный сфен в гранитоидах Южного Казахстана и возможность его использования при петрологических и металлогенетических сопоставлениях // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. — 1979. — № 2. — С. 61—58.

86. *Гольдин С.В.* О проверке однородности совокупности геологических объектов // Математические методы при геологических исследованиях в Западной Сибири. — М. : Недра, 1968. — С. 108—126.
87. *Гранитоидные* формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И.В.Белькова. — Л. : Наука, 1979. — 261 с.
88. *Гранитоидные* формации Украинского щита / Под ред. Н.П.Щербака. — Киев : Наук. думка, 1984. — 189 с.
89. *Дацинко В.М.* Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. — Новосибирск : Наука, 1984. — 120 с.
90. *Деоркин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н., Козулина И.М.* Закономерности распределения бария и стронция в горных породах Забайкалья. — Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1983. — 152 с.
91. *Добрецов Г.Л.* Синтексис и его петрогенетическая роль // Тез. докл. научн. семинара "Серии магматических горных пород — происхождение и металлогения". — М. : ИГЕМ АН СССР, 1985. — С. 15—16.
92. *Добрецов Н.Л., Добрецов Г.Л.* Классификация магматических формаций по петрохимическим и морфологическим — фациальным признакам // Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. — Хабаровск : ИГГ ДВНЦ АН СССР, 1972. — С. 7—24.
93. *Добрецов Н.Л., Андреев Г.В., Гордиенко И.В. и др.* Модельная корреляция эндогенных процессов (на примере Забайкалья) // Геология и геофизика. — 1982. — № 12. — С. 22—32.
94. *Добрецов Н.Л., Литвиновский Б.А., Рейф Ф.Г.* Модель флюидного синтексиса и рудоносность гранитоидных магм // Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г. — М. : Наука, 1984. — Т. IV. — С. 295.
95. *Доброхотов М.Н., Щербак Н.П.* Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита // Стратиграфия архей и нижнего протерозоя СССР. — Л. : Наука, 1979. — С. 64—72.
96. *Докембрий* Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. — М. : Наука, 1968. — 383 с.
97. *Донской А.Н.* Нефелиновый комплекс Октябрьского щелочного массива. — Киев : Наук. думка, 1982. — 151 с.
98. *Драгунов В.И.* Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества // Общие закономерности геологических явлений. — 1965. — Вып. 1. — С. 55—68.
99. *Дранник А.С.* Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита // Геотектоника. — 1968. — № 5. — С. 70—75.
100. *Дубовский М.И.* Гранитные системы и граниты. — Л. : Наука, 1984. — 350 с.
101. *Египко О.И., Голикин Н.И., Полищук В.И., Бердников М.Д.* Гранитоиды Воронежского кристаллического массива // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. — М. : Недра, 1976. — Т. 2. — С. 47—54.
102. *Егоров Ю.П.* Химические составы горных пород, региональные кларки и геохимические фоны химических элементов Украинского щита // Геол. журн. — 1985. — 45, вып. 2. — С. 83—95.
103. *Елисеев Н.А.* Гранитизация и метасоматические граниты // Вестн. Ленингр. ун-та. — 1951. — № 5. — С. 48—56.
104. *Елисеев Н.А.* Структурная петрология. — Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1953. — 309 с.
105. *Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П.* Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. — М.; Л. : Наука, 1965. — 201 с.
106. *Елисеев Э.Н.* Вариационный физико-химический анализ процессов кристаллизации многокомпонентных систем. — М. : Наука, 1971. — 128 с.

107. *Елисеєва О.П., Муравицкая Г.Н., Семенова Т.Г.* Некоторые закономерности распределения радиоактивных элементов, иттрия и гафния в цирконах разновозрастных гранитоидов Северного Казахстана // *Геохимия*. — 1968. — № 6. — С. 742—747.
108. *Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.* Термобарогеохимия. — М.: Недра, 1979. — 270 с.
109. *Есилчук К.Е.* Анаклетические лейкоидориты в архее Западного Приазовья // *Геол. журн.* — 1966. — 26, вып. 4. — С. 52—61.
110. *Есилчук К.Е.* Использование геохимических критериев при расчленении и корреляции гранитоидов Украинского щита // *Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита* — Киев: Наук. думка, 1983. — С. 40—42.
111. *Есилчук К.Е., Галецкий Л.С.* Геологическое строение Украинского щита // *Экспедиции 27 Междунар. геол. конгр. по УССР: Сводный путеводитель*. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 5—31.
112. *Есилчук К.Е., Цуканов В.А., Кравченко Г.Л.* Геологические формации раннего докембрия приазовской части Украинского щита // *Геохимия и рудообразование*. — 1974. — Вып. 4. — С. 31—36.
113. *Есилчук Е.К., Овсиенко В.Д., Котловская Ф.И.* Новые данные по изотопной геохронологии докембрия Западного Приазовья // *Тез. докл. 19 сес. Комиссии по определению абсолют. возраста геол. формаций*. — Махачкала, 1975. — С. 55—56.
114. *Есилчук К.Е., Орса В.И., Щербаков И.Б.* Эволюция гранитообразования в докембрии Украинского щита // *Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. 6-го Всесоюз. петрограф. совещ. (Ленинград, 1981 г.)*. — Л., 1981. — С. 165—166.
115. *Жариков В.А.* Кислотно-основные характеристики минералов // *Геология рудных месторождений*. — 1967. — № 5. — С. 75—89.
116. *Жариков В.А.* Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение // *Проблемы петрологии и магматической геологии*. — М.: Наука, 1969. — С. 69—79.
117. *Жданов В.В.* О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита // *Сов. геология*. — 1965. — № 5. — С. 101—111.
118. *Заварицкий А.Н.* Описательная петрография. — Л.: Изд-во КУБУЧ, 1929. — 320 с.
119. *Заварицкий А.Н.* Петрография Бердяшского плутона. — Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1937. — 406 с.
120. *Закруткин В.В.* Основные парачарнокиты. — Ростов н/Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1981. — 216 с.
121. *Заяц А.П.* Геохимия лития и рубидия в гранитоидах центральной части Украинского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1974. — 27 с.
122. *Заяц А.П.* Распределение лития и рубидия в формациях гранитоидов Украинского щита // *Геохимия и рудообразование*. — 1978. — № 7. — С. 57—63.
123. *Заяц А.П., Батиевский Б.А., Лагутин П.К.* Геохимическая специализация гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса Украинского щита // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* — 1983. — № 6. — С. 490—492.
124. *Зинченко О.В.* Акцессорный литий, рубидий и цезий в породообразующих минералах некоторых типов пород Суцано-Пержанской тектонической зоны // *Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья*. — Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1967. — № 3. — С. 83—90.
125. *Зленко Н.Д., Шлак Н.С.* Субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита // *Материалы по региональной геологии*. — 1961. — Вып. 7. — С. 52—65.
126. *Знаменский Е.Б.* О распределении титана в гранитах // *Геохимия*. — 1970. — № 10. — С. 1251—1260.

127. *Зотов И.А., Коржинский Д.С.* Трансмагматические флюиды и метамагматизм // Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г. — М. : Наука, 1984. — Т. IV. — С. 506—508.
128. *Зоубек В.И., Паусон Л.В., Козлов В.Д.* Первые результаты геохимического и геотектонического сопоставления оловяносных гранитоидов Рудных гор (Чехословакия) и Восточного Забайкалья (СССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1973. — № 5. — С. 121—128.
129. *Иваницкий Т.В.* Некоторые аспекты формы нахождения примесей в породах и рудах Грузии // Тр. Геол. ин-та АН ГССР. — 1981. — № 73. — С. 65—75.
130. *Иванов В.С.* О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах // Изв. АН СССР. Сер. геол. — № 7. — 1970. — С. 20—30.
131. *Иванова О.Ю.* О полевых шпатах чарнокитового комплекса Побужья и Приднестровья // Минерал. сб. Льв. ун-та. — 1968. — 22, вып. 3. — С. 318—323.
132. *Івантишин М.М.* Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. — К.: Вид-во АН УРСР, 1960. — 243 с.
133. *Изох Э.П.* Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. — Новосибирск: СО АН СССР, 1965. — 138 с.
134. *Изох Э.П.* Схема классификации гранитоидных формаций с различной рудоносностью и пример ее применения в Западном Узбекистане // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов : Материалы к симпозиуму. — Свердловск : ИГГ УНЦ АН СССР, 1971. — С. 34—43.
135. *Изох Э.П.* О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. — М. : Наука, 1972. — Ч. 2. — С. 16—21.
136. *Изох Э.П.* Магматические формации и проблемы их рудоносности // Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. — Новосибирск, 1981. — С. 165—167.
137. *Искорский С.В.* Состав газов в закрытых микротрещинах горных пород Хибинского массива и методика для их изучения // Геохимия. — 1985. — № 3. — С. 423—427.
138. *Калинин А.С., Ревердатто В.В.* Комбинированная модель анатексиса и диапиризма гранитной магмы // Геология и геофизика. — 1984. — № 12. — С. 110—116.
139. *Каляев Г.И.* Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента // Геотектоника. — 1970. — № 1. — С. 16—29.
140. *Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. — Киев : Наук. думка, 1984. — 237 с.
141. *Карта магматических формаций СССР. 1:2500 000* : Краткая объяснительная записка. — Л. : Недра, 1971. — 55 с.
142. *Каталог изотопных дат пород Украинского щита.* — Киев : Наук. думка, 1978. — 224 с.
143. *Каттенфельд Г.Н., Хаин В.Е., Ходак Ю.А.* Проблемы сравнительной планетологии и стадии развития планет земной группы // Совещ. по проблеме планетологии (Москва, 1965 г.) : Тез. докл. — М. : 1965. — С. 121—122.
144. *Квц М.Б.* Соотношение раннедокембрийских гранулитов и зеленокаменных комплексов с трансформными мобильными поясами и океаническими рифтами ранней земной коры // Ранняя история Земли. — М. : Мир, 1980. — С. 160—169.
145. *Кегажинская К.Б.* Зависимость состава биотитов среднетемпературных металлитов от давления // Докл. АН СССР. — 1972. — 204, № 2. — С. 440—443.

146. *Кириллюк В.П.* Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе) // Геол. журн., 1982. — 42, вып. 3. — С. 80—103; Вып. 4. — С. 30—41.
147. *Киржинский В.А., Соболев В.С.* Зависимость смесимости в твердых растворах от давления в связи с вопросами геотермометрии и геобарометрии // Минералогическая термометрия и барометрия. — М.: Наука, 1968. — Т. 1. — С. 28—33.
148. *Кобзарь В.Н.* Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. — К.: Наук. думка, 1981. — 104 с.
149. *Коваленко В.И.* Редкометалльные гранитоиды и их вулканогенные аналоги. — Новосибирск: Наука, 1976. — 262 с.
150. *Коваленко В.И. и др.* Редкометалльные граниты Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). — М.: Наука, 1971. — 236 с.
151. *Коваль П.В.* Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. — Новосибирск: Наука, 1975. — 260 с.
152. *Коган Е.И., Незванов В.А., Солодов Н.А.* Рубидий и цезий. — М.: Наука, 1971. — 335 с.
153. *Козлов Г.Г., Савишиков К.И.* Гранитоидные формации междуречья Тетев — Случь // Геол. журн. — 1985. — 45, вып. 2. — С. 58—66.
154. *Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Стрижкова А.А.* Влияние условий кристаллизации на состав и минеральные ассоциации биотитов в гранитоидах // Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. — 1975. — Вып. 110. — С. 152—164.
155. *Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1952. — № 2. — С. 56—70.
156. *Коржинский Д.С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — С. 220—235.
157. *Коржинский Д.С.* Кислотность — щелочность как главный фактор магматических процессов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — С. 21—30.
158. *Коржинский Д.С.* Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1963. — № 3. — С. 54—62.
159. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения // Кора и верхняя мантия. — М.: Наука, 1968. — С. 69—74.
160. *Кослас Я.А.* Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. — Новосибирск: Наука, 1976. — 232 с.
161. *Костинская Л.А.* Геохимия редкоземельных элементов метаморфических пород Сущано-Пержанской зоны Украинского кристаллического щита // Метаморфогенное образование руд редких металлов. — М.: Недра, 1982. — С. 40—48.
162. *Кравцова Е.И.* Система альбит — ортоклаз — анортит — кварц (вода) при давлении воды от 0 до 10 кбар // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1974. — № 3. — С. 20—28.
163. *Кравцова Е.И., Митрофанов Ф.П., Орса В.И. и др.* Древнейшие тоналиты Приднепровья // Древнейшие гранитоиды СССР. — Л.: Наука, 1981. — С. 116—124.
164. *Кравченко С.М., Егоров Л.С., Данилин Е.Л.* Редкие земли и стронций в апатитах как индикаторы генезиса пород ультраосновной щелочной провинции Маймеча-Котуйской провинции // Геохимия. — 1980. — № 12. — С. 1835—1843.
165. *Крамаренко Н.К., Бутович В.И.* Генетические типы гранитоидов Украинского щита // Тез. докл. IV Регион. петрограф. совещ. по европ. части СССР, Петрозаводск, сент. 1987 г. — Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1987. — С. 46—47.

166. *Красовский С.С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. — Киев : Наук. думка, 1981. — 262 с.
167. *Краткий справочник по геохимии.* — М. : Недра, 1977. — 183 с.
168. *Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. — М.; Л. : Наука, — 209 с.
169. *Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П.* Гранитообразование в раннем докембрии Балтийского щита (геохимический аспект) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1970. — № 5. — С. 3—11.
170. *Кратц К.О. и др.* Основные закономерности развития структур земной коры в раннем докембрии // Структура фундамента платформенных областей СССР. — Л. : Наука, 1973. — С. 366—370.
171. *Кратц К.О., Глебовицкий В.А.* Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ // Тектоника фундамента древних платформ. — М. : Наука, 1971. — С. 55—70.
172. *Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М.* Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1982. — 216 с.
173. *Круть И.В.* К состоянию учения о геологических формациях // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1968. — № 9. — С. 98—113.
174. *Кузнецов И.Н., Лобач-Жученко С.Б.* Рубидий и стронций в древних гранитах и метавулканитах Центральной Карелии // Проблемы датирования докембрийских образований. — Л. : Наука, 1977. — С. 211—224.
175. *Кузнецов А.А.* Фациальные серии магматогенных горных пород катархей Анабарского щита и происхождение протокры // Тез. докл. науч. семинара "Серии магматических горных пород — происхождение и металлогения". — М. : ИГЕМ АН СССР, 1985. — С. 18—19.
176. *Кузнецов Ю.А.* Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. — Томск : Изд-во Зап.-Сиб. геол. упр., 1941. — 185 с.
177. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. — М. : Недра, 1964. — 387 с.
178. *Кузнецов Ю.А.* О состоянии и задачах учения о магматических формациях // Геология и геофизика. — 1973. — № 8. — С. 3—11.
179. *Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В.* Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава // Проблемы петрологии. — М. : Наука, 1976. — С. 36—45.
180. *Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В.* Опыт разработки и применения систематики магматических формаций на основе вещественного состава // Сб. науч. тр. ИГГ СО АН СССР. — Новосибирск, 1981. — С. 4—8.
181. *Кузнецов Ю.А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. — М. : Наука, 1969. — Т. 1, — С. 7—20.
182. *Куц В.П.* Особенности распределения щелочных металлов в породах восточной части Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1978. — № 7. — С. 63—70.
183. *Куц В.П., Мищенко В.С.* Функции распределения содержания лития, рубидия и некоторых минералов-носителей в гранитах Каменных Могил и Екатериновки (Приазовье) // Геохимия. — 1963. — № 12. — С. 1124—1139.
184. *Лазорко А.Е.* О некоторых гиперстеновых породах Волыни // Тр. Варшав. о-ва естествоиспытателей. — 1889. — С. 18—52.
185. *Лазорко А.Е.* Вопрос о причинах разнообразия изверженных горных пород // Там же. — 1897. — С. 86—99.
186. *Лазарев Ю.И.* Особенности стиля селецких движений и корреляция фаз складчатости // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. — Л. : Наука, 1973. — С. 117—119.
187. *Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Г., Сорокин Ю.Г.* Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. — Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1973. — 359 с.

188. *Лазебник К.А.* Опыт расчленения докембрийских гранитоидов (на примере Адданского щита) // Тр. ВСЕГЕИ. — 1977. — 265. — С. 63—67.
189. *Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. и др.* Нижний докембрий западной части Украинского щита. — Львов : Вища шк. Изд-во при Льв. ун-те, 1975. — 240 с.
190. *Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Лысак А.М.* К проблеме соотношения гранулитовых и гранито-зеленокаменных областей // Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г. — М. : Наука, 1984. — Т. II. — С. 344—345.
191. *Лазько Е.М. и др.* К проблеме серых гнейсов нижнего докембрия // Природные ассоциации серых гнейсов архея. — Л. : Наука, 1984. — С. 51—62.
192. *Лебедев В.И.* О некоторых общих вопросах изоморфизма // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964. — Вып. 2. — С. 126—138.
193. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Олонецкая диабазовая формация. — Спб., 1888. — 180 с. — (Тр. Императ. С.-Петербург. о-ва естествоиспытателей, Т. 21, вып. 19).
194. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. — Л. : Изд-во АН СССР, 1934. — 210 с.
195. *Левковский Р.З.* Рапакиви. — Л. : Недра, 1975. — 221 с.
196. *Левковский Р.З., Шуркин К.А.* Возрастная и формационная корреляция магматогенных комплексов раннего докембрия Европейской части СССР // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. — Л. : Недра, 1982. — С. 5—14.
197. *Левковская Н.Ю.* Минералогия и геохимия циркония в породах северо-западной части Украинского щита : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1972. — 20 с.
198. *Левонтьев А.Н.* Гранитоидный магматизм и вопросы геодинамики. — М. : Наука, 1982. — 200 с.
199. *Лесная И.М., Елисеева Г.Д., Лукашук А.В.* Изотопный возраст цирконов из энтербитов Побужья // Геол. журн. — 1982. — № 5. — С. 44—50.
200. *Летников Ф.А.* Гранитоиды глыбовых областей. — Новосибирск : Наука, 1975. — 213 с.
201. *Летников Ф.А.* Эволюция флюидного режима эндогенных процессов в истории Земли // Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г. — М. : Наука, — Т. IV. — С. 376.
202. *Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантеймурова Т.П.* Флюидный режим гранитообразования. — Новосибирск : Наука, 1981. — 184 с.
203. *Литвиновский Б.А.* Влияние мантийного вещества на состав гранитоидных магм // Геохимия. — 1983. — № 7. — С. 981—996.
204. *Литвиновский Б.А.* Граниты и мантия // Геология и геофизика. — 1983. — № 7. — С. 74—81.
205. *Личак И.Л.* Коростенский интрузивно-метасоматичный комплекс // Стратиграфия УРСР. Докембрий. — К. : Наук. думка, 1972. — С. 279—286.
206. *Личак И.Л.* Петрология Коростенского плутона. — Киев : Наук. думка, 1983. — 244 с.
207. *Личак И.Л., Усенко И.С., Царовский И.Д., Щабраков И.Б.* Гранитоидные формации Украинского щита // Петрография докембрийской Русской платформы. — Киев : Наук. думка, 1970. — С. 32—44.
208. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Берковский А.Н.* Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-трондьемитовых серых архея // Природные ассоциации серых гнейсов архея. — Л. : Наука, 1984. — С. 17—51.
209. *Лобач-Жученко С.Б., Щербак Н.П.* Корреляция гранитоидных комплексов Украинского и Балтийского щитов на основе геологических и геохронологических данных // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. — М. : Недра, 1976. — Т. 2. — С. 59—62.

210. *Лодочников В.Н.* К статье N.L.Bowen'a "The problem of Anorthositcs" // Геол. вестн. — 1918—1921. — 4. — С. 1—6.
211. *Лутц Б.Г.* К вопросу о термометрировании и барометрировании геологических процессов по сосуществующим парам минералов // Минералогическая термометрия и барометрия. — М. : Наука, 1968. — Т. 2. — С. 107—112.
212. *Луцицкий В.И.* К вопросу о происхождении гранитов юга России // Журн. о-ва естествоиспытателей. — 1910. — № 2. — С. 3—24.
213. *Луцицкий В.И.* Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. — 1930. — 8, вып. 3. — С. 15—25; Вып. 4. — С. 20—28.
214. *Луцицкий В.И., Ткачук Л.Г., Усенко И.С., Семеновко М.П.* Украинский кристаллический массив (геолого-петрологический опис). — К. : Вид-во АН УРСР, 1947. — 322 с.
215. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. — М. : Наука, 1967. — 268 с.
216. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы. — М. : Наука, 1968. — 275 с.
217. *Ляхович В.В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. — М. : Недра, 1972. — 200 с.
218. *Ляхович В.В., Овчинников Л.Н.* Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность // Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. — Иркутск : Вост.-Сиб. книж. изд-во, 1970. — С. 47—82.
219. *Магидович В.И., Магидович Т.С.* О генезисе гранитоидов Новоукраинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1966. — № 8. — С. 57—70.
220. *Магматические* формации раннего докембрия территории СССР / Под ред. К.А.Шуркина. — М. : Недра, 1980. — Кн. 1. — 250 с.
221. *Макеев А.Ф.* Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. — Л. : Наука, 1981. — 63 с.
222. *Макрыгина В.А., Бакшеев С.А., Смирнова Е.В.* Редкоземельные элементы в процессах метаморфизма и гранитизации умеренных давлений // Геохимия. — 1980. — № 2. — С. 163—174.
223. *Мануйлова М.М., Миронюк Е.П., Вишневецкий А.Н. и др.* Корреляция магматических и ультраметаморфических комплексов докембрия фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Тр. ВСЕГЕИ, 1977. — 265. — С. 40—55.
224. *Маракушев А.А.* Анализ окислительно-восстановительных условий глубокого минералообразования // Современные методы петрологических исследований. — М. : Наука, 1976. — С. 11—29.
225. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. — М. : Наука, 1965. — 327 с.
226. *Маракушев А.А.* Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1966. — № 7. — С. 21—38.
227. *Маракушев А.А.* Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1976. — 51, № 1. — С. 5—25.
228. *Маракушев А.А., Тваррин И.А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1965. — № 3. — С. 20—37.
229. *Марин Ю.Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. — Л. : Изд-во Ленинград. ун-та, 1976. — 144 с.
230. *Марин Ю.Б.* Эволюционный анализ гранитоидных формаций. Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. — Л. : Наука, 1985. — С. 11—29.
231. *Марфунин А.С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение // Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962. — Вып. 78. — С. 1—275.

232. *Марфунин А.С.* Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. — М. : Недра, 1976. — 326 с.
233. *Матяш И.В., Калиниченко А.М., Литовченко А.С. и др.* Радиоспектроскопия слюды и амфиболов. — Киев: Наук. думка, 1980. — 188 с.
234. *Матяш И.В., Литовченко А.С., Багмут Н.Н. и др.* Радиоспектроскопия полевых шпатов. — Киев : Наук. думка, 1981. — 112 с.
235. *Матяш И.В. и др.* Эволюция породообразующего кварца гранитоидов Украинского щита (по данным изучения ЭПР-центров) // Геол. журн. — 1985. — 45, вып. 2. — С. 66—73.
236. *Мельник Ю.П.* Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенеза. — Киев : Наук. думка, 1978. — 150 с.
237. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. — М. : Мир, 1971. — 327 с.
238. *Металиди С.В., Нечаяев С.В.* Суцано-Пержанская зона. — Киев : Наук. думка, 1984. — 136 с.
239. *Метазлогения докембрийских гранитоидов.* — М. : Наука, 1983. — 296 с.
240. *Метаморфизм Украинского щита /* Под ред. И.С.Усенко. — Киев : Наук. думка, 1982. — 308 с.
241. *Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах.* — Л. : Наука, 1985. — 310 с.
242. *Минералогия Криворожского бассейна /* Под ред. Е.К.Лазаренко. — К. : Наук. думка, 1977. — 542 с.
243. *Минералогия Призовья /* Под ред. Е.К.Лазаренко. — Киев : Наук. думка, 1981. — 430 с.
244. *Миркина С.Л.* Применение кислотной обработки для изучения сравнительной подвижности урана, тория и свинца в аксессуарных минералах // Тр. ВСЕГЕИ. — 1984. — 328. — С. 65—73.
245. *Митрофанов Ф.П., Шуркин К.А.* Типы гранитоидов раннего докембрия // Металлогения докембрийских гранитоидов. — М. : Недра, 1983. — С. 270—292.
246. *Митрофанов Ф.П., Казаков И.К., Котов А.Б. и др.* Геология и условия магмообразования раннедокембрийских плагιοгранитоидов // Тез. докл. 27 Межд. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г. — М. : Наука, 1984. — Т. IV. — С. 398.
247. *Мицкевич Б.Ф., Беспалько Н.А., Заяц А.П. и др.* Редкие щелочные металлы в породах Украины. — Киев : Наук. думка, 1976. — 232 с.
248. *Москалева В.Н., Шаталов Е.Т.* Типы петрографических провинций СССР (опыт формационного анализа). — Л. : Недра, 1974. — 165 с.
249. *Нагибина М.С., Хаун В.Е., Яншин А.Л.* Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития // Закономерности размещения полезных ископаемых. — М. : Наука, 1975. — Т. 2. — С. 41—55.
250. *Наливкина Э.Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. — М. : Недра, 1977. — 183 с.
251. *Наливкина Э.Б.* Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. — М. : Недра, 1964. — 123 с.
252. *Недшковский П.Г., Летников А.М.* К петрологии алданских ралакиви // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 6. — С. 83—89.
253. *Носырев И.В., Драгомйрецкий А.В., Максимиенко С.А., Чепижко А.В.* Оценка аксессуарно-минералогической специализации гранитов токовского типа Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1985. — № 1. — С. 22—24.
254. *Оровецкий Ю.П.* Проблема глубинного магматического диапиризма на территории Украинского щита // Геофиз. журн. — 1981. — 3, № 3. — С. 88—97.
255. *Орса В.І.* Петрология гранито-гнейсового комплексу Среднього Наддніпров'я. — К. : Наук. думка, 1973. — 169 с.
256. *Орса В.І.* Типы тоналит-плагιοгранитовых ассоциаций Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита // Природная ассоциация серых гнейсов архая. — Л. : Наука, 1984. — С. 175—184.

257. *Павленко А.С., Вайнштейн Э.Е.* О соотношении гафния и циркония в цирко-нах изверженных и метасоматических пород // *Геохимия*. — 1957. — № 5. — С. 588—594.
258. *Павленко А.С., Орлова Л.П.* Роль метаморфической и палингенной дифференциации в формировании континентальной коры // *Проблемы геохимии эндогенных процессов*. — Новосибирск : Наука, 1977. — С. 193—206.
259. *Кавлишин В.И.* Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндогенных образованиях. — Киев : Наук. думка, 1983. — 231 с.
260. *Павловский Е.В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии // *Геология и петрография докембрия*. — М. : Наука, 1962. — С. 77—108.
261. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. — М. : Наука, 1970. — 320 с.
262. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. — М. : Наука, 1973. — 318 с.
263. *Перчук Л.Л., Федькин В.В.* Температурный и газовый режим формирования гранитоидов // *Термодинамический режим метаморфизма*. — Л. : Наука, 1976. — С. 97—105.
264. *Пивень П.И., Ваганов П.А., Мейер В.А. и др.* Геохимия раннедокембрийских гранулитовых комплексов Земли Эндерби и Среднего Побужья // *Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г.* — М. : Наука, 1984. — Т. II. — С. 369.
265. *Пивень П.И., Ваганов П.А., Панкратов В.Б.* Редкоземельный состав украинских региональных геохимических стандартов (по данным нейтронно-активационного анализа) // *Вест. Ленингр. ун-та*. — 1981. — № 24. — С. 75—77.
266. *Платонов А.Н.* Природа окраски минералов. — Киев : Наук. думка, 1976. — 261 с.
267. *Подковыров В.Н., Сумин Л.В.* Серии гранитов рапакиви — временная последовательность, режим становления и металлогения // *Тез. докл. науч. семинара "Серии магматических горных пород — происхождение и металлогения"*. — М. : ИГЕМ АН СССР. — 1985. — С. 79—81.
268. *Полканов А.А.* Плутон габбро-лабрадоритов Вольны УССР. — Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1948. — 80 с.
269. *Половинкина Ю.Ир.* К петрологии средней части Ингулецкого водораздела. Л. : 1936. — 115 с. — (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 73).
270. *Половинкина Ю.Ир.* Проблема образования гранитов // *Материалы ВСЕГЕИ*. Н.С. Петрография. — 1957. — Вып. 21. — С. 17—25.
271. *Половинкина Ю.Ир.* О происхождении кордиеритовых гранитов — бердичевский "гранит" Украины // *Петрогр. сб. ВСЕГЕИ*. — 1963. — № 5. — С. 174—193.
272. *Половинкина Ю.Ир.* Ультраметаморфизм и его роль в истории развития земной коры // *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*. — 1970. — Ч. 99, № 5. — С. 626—629.
273. *Попов В.И.* Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. — Самарканд: Изд-во Узб. ун-та. — 1959. — Ч. 1. — 149 с.
274. *Попов В.С.* Известково-щелочные серии — результат смешения мантийных и коровых магм // *Тез. докл. науч. семинара "Серии магматических горных пород — происхождение и металлогения"*. — М. : ИГЕМ АН УССР. — 1985. — С. 25—26.
275. *Породообразующие гранаты Украинского щита* / Под ред. И.С.Усенко. — Киев : Наук. думка, 1980. — 176 с.
276. *Породообразующие пироксены Украинского щита* / Под ред. И.С.Усенко. — Киев : Наук. думка, 1980. — 228 с.
277. *Постялов Г.Л.* Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. — Новосибирск : Наука, 1973. — 354 с.

278. *Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов.* — Л. : Наука, 1978. — 242 с.
279. *Проблема образования гранитов.* — М. : Изд-во Иностранной литературы, 1948 — 1950. — Т. 1—2.
280. *Пучков Е.В., Бурков Г.С., Долгов Б.Т.* О формах вхождения меди в породообразующие и акцессорные минералы гранитоидов // Докл. АН СССР. — 1974. — 218, № 1. — С. 203—205.
281. *Равич М.Г.* Магматизм Таймыра // Геологическое строение СССР. — М. : Госгеолтехиздат, 1958. — Т. 2. — С. 55—78.
282. *Раннедокембрийские гранитоидные формации /* Под ред. К.А.Шуркина. — Л. : Наука, 1975. — 289 с.
283. *Розанов К.И., Минеев Л.А.* Геохимическая характеристика гранитоидов Приазовья // Геохимия. — 1973. — № 2. — С. 238—249.
284. *Розанов К.И., Флерова Л.Б.* Особенности фракционирования и концентрации лантаноидов и иттрия в докембрийских комплексах западной части Русской платформы // Докл. АН СССР. — 1981. — 258, № 2. — С. 472—476.
285. *Рожачук Т.А., Щербаков И.Б.* Применение термолуминоцентных свойств кали-натровых полевых шпатов для корреляции гранитоидов Украинского щита // Там же. — 1974. — 218, № 3. — С. 674—676.
286. *Романова М.М.* История представлений о происхождении гранитов. — М. : Наука, 1977. — 188 с.
287. *Роненсон Б.М.* Гранитообразование в глубинных метаморфических комплексах // Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. — 1975. — Вып. 120. — С. 118—129.
288. *Рудник В.А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. — Л. : Недра, 1975. — 413 с.
289. *Рудник В.А., Соботович Э.В.* Ранняя история Земли. — М. : Недра, 1984. — 348 с.
290. *Рябокоть В.В., Безверхний Г.С.* Петрографические и петрохимические особенности собитов // Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. — Киев : Наук. думка, 1974. — С. 91—94.
291. *Рябокоть В.В., Щербаков И.Б.* О генезисе собитов // Метаморфизм Украинского щита и его обрамления. — Киев : Наук. думка, 1978. — С. 116—118.
292. *Рябчиков И.Д.* Новая диаграмма для двууполошпатового геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных // Докл. АН СССР. — 1965. — 165, № 3. — С. 672—675.
293. *Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Минеева Р.М.* Медь в системе гранит — флюид // Геохимия. — 1980. — № 9. — С. 1320—1326.
294. *Общая стратиграфическая шкала докембрия.* — Л. : Недра, 1973. — 309 с.
295. *Семеркина Е.Я., Семеркин Г.И.* Об использовании содержания лития и рубидия в гранитоидах для оценки потенциальной рудоносности (на примере Южного Урала) // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1980. — Свердловск, 1981. — С. 98—99.
296. *Саранчина Г.М.* Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). — Л. : Наука, 1972. — 126 с.
297. *Свешников К.И.* О возрастной последовательности пород Корсунь-Новомиргородского плутона // Геол. журн. — 1981. — 41, вып. 4. — С. 62—68.
298. *Свешников К.И.* О некоторых приемах формационных исследований докембрийских плутонических образований на парагенетической основе // Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. — 1981. — Вып. 7. — С. 35—53.
299. *Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. — М. : Недра, 1973. — 184 с.
300. *Свириденко Л.П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. — Л. : Наука, 1980. — 216 с.

301. *Свириденко Л.П.* Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. — Петрозаводск : 1968. — 110 с.
302. *Свириденко Л.П., Кожевников В.Н.* Эволюция биотита при гранитизации // Минералогия и геохимия докембрия Карелии. — Л. : Наука, 1971. — С. 82—92.
303. *Свицальский Н.И.* О статье N.L. Bowen'a "The later stages of the igneous rocks" // Геол. вестн. — 1916. — 11, № 3. — С. 18—23.
304. *Семеновка Н.П.* Геохимическая кислородно-водородная модель Земли. — Киев, 1974. — 15 с. — (Препринт / АН УССР ИГФМ).
305. *Семеновка Н.П.* Магматическая деятельность на территории равнинной части УССР // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. — М. : Изд-во АН СССР, 1955. — С. 245—260.
306. *Семеновка Н.П.* Общая характеристика магматических комплексов, их состава и петрогенезиса // Геология СССР. — М. : Госгеолтехиздат, 1958. — Т. 5, ч. 1. — С. 200—207.
307. *Семеновка Н.П.* Альбититы Украины // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. — М. : Изд-во АН СССР, 1963. — Т. 2. — С. 196—205.
308. *Семеновка Н.П.* Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохронология докембрия Украины. — Киев : Наук. думка, 1965. — С. 174—180.
309. *Семеновка М.П.* Стратиграфічна схема докембрію України // Стратиграфія УРСР. — К. : Наук. думка, 1972. — Т. 1. — С. 15—20.
310. *Семеновка Н.П.* Геохимия сфер Земли. — Киев : Наук. думка, 1983. — 142 с.
311. *Семеновка Н.П.* Геохимия осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть). — Киев : Наук. думка, 1985. — 143 с.
312. *Семеновка Н.П., Сироштан Р.И., Степанец В.Д.* Поле мигматитов и гранитов р.Ингулец. — Киев : Изд-во АН УССР, 1954. — 163 с.
313. *Сендеров Э.Э., Бычков А.М.* Физико-химические условия образования структурных модификаций щелочных полевых шпатов при петрогенезисе // Сов. геология. — 1979. — № 9. — С. 33—44.
314. *Сендеров Э.Э., Яськин Г.М.* О стабильности моноклинных калиевых шпатов // Геохимия. — 1976. — № 7. — С. 1038—1054.
315. *Серых В.Н.* Распределение меди в генетически связанных сериях гранитоидов // Там же. — 1963. — № 11. — С. 1520—1528.
316. *Сиворонов А.А. и др.* Породные ассоциации и генетические особенности образований тоналитового ряда (серых гнейсов) Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Природные ассоциации серых гнейсов архея. — Л. : Наука, — 1984. — С. 184—190.
317. *Слензак О.И.* Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. — Киев : Изд-во АН УССР, 1960. — 212 с.
318. *Слободской Р.М.* Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. — Новосибирск : Наука, 1971. — 173 с.
319. *Соболев В.С.* Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. — Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1947. — 140 с.
320. *Соболев В.С.* Влияние давления на пределы изоморфных замещений // Докл. АН СССР. — 1965. — 160, № 2. — С. 435—437.
321. *Сологуб В.Б.* Земная кора Украины // Геофиз. журн., — 1982 — 4, вып. 4, — С. 3—25.
322. *Сологуб В.Б., Калюжная Л.Т., Чекунов А.В.* Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований // Геофиз. сб. — 1968. — Вып. 25. — С. 31—45.
323. *Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А.* Геохимия лития, рубидия и цезия. — М. : Недра, 1980. — 233 с.
324. *Срывцев Н.А., Булдычев В.В.* Строение и формации Северо-Байкальского

- вулканического пояса // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформ и ее обрамления. — Новосибирск, 1982. — С. 95—101.
325. *Ставров О.Д.* Геохимия лития, рубидия и цезия в магматическом процессе. — М. : Недра, 1978. — 214 с.
 326. *Ставров О.Д.* Геохимические критерии формационного деления гранитов // Докл. АН СССР. — 1981. — 260, № 1. — С. 183—185.
 327. *Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Под ред. К.Е.Есипчука.* — Киев : Наук. думка, 1985. — 166 с.
 328. *Стронций и барий в эндогенных образованиях.* — М. : Наука, 1973. — 211 с.
 329. *Ступка О.С.* О причине появления архейских гранулитовых комплексов на поверхности // Докл. АН СССР. — 1984. — 274, № 3. — С. 684—687.
 330. *Судовиков Н.Г.* Метасоматические граниты // Вестн. Ленингр. ун-та. — 1950. — № 10. — С. 28—35.
 331. *Судовиков Н.Г.* Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. — Л. : Наука, 1967. — 120 с.
 332. *Тарасенко В.Е.* О горных породах семейства габбро из Радомышльского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губерний // Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей. — 1896. — 15, вып. 1. — С. 4—348.
 333. *Тарасенко В.Е.* О гранитовых и диоритовых горных породах Криворожского района // Тр. Геол. комитета. — 1914. — Вып. 90. — С. 5—30.
 334. *Тарасенко В.Е.* Материалы по петрографии кристаллических пород Южно-русского горста // Тр. Юрьев. ун-та. — 1925. — 12. — С. 6—210.
 335. *Таращан А.Н.* Люминесценция минералов. — Киев : Наук. думка, 1978. — 296 с.
 336. *Таусон Л.В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. — М. : Изд-во АН СССР, 1961. — 230 с.
 337. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М. : Наука, 1977. — 279 с.
 338. *Таусон Л.В.* Современные проблемы геохимии // Вестн. АН СССР. — 1983. — № 5. — С. 89—96.
 339. *Тихомирова Н.И., Ермолов П.В.* Геохимическая тенденция гранитоидных серий применительно к металлогении рубидия и цезия // Тез. докл. научн. семинара "Серии магматических горных пород — происхождение и металлогения". — М. : ИГЕМ АН СССР, 1985. — С. 84—85.
 340. *Ткачук Л.Г.* Гайворон-завальевский комплекс чернокитно-норитовых пород и связанные с ними хромиты. — Киев : Изд-во АН УССР, 1940. — 94 с.
 341. *Ткачук Л.Г.* Петрография північно-західної частини Українського кристалічного масиву. — Львів : Льв. геол. т-во, 1948. — 160 с.
 342. *Ткачук Л.Г., Хатунцева А.Я.* Осницкий комплекс // Стратиграфія УРСР: Докембрій. — К. : Наук. думка, 1972. — С. 263—279.
 343. *Толмачева Е.В., Великославинский С.Д.* Физико-химические условия формирования докембрийских гранитоидов // Термодинамика и геология: I Всесоюз. симп., Суздаль, 12—14 марта 1985 г. — Черноголовка, 1985. — Т. 2. — С. 230—231.
 344. *Толстой М.И.* Особенности количественного распределения элементов и петрофизических характеристик в гранитоидах и их петрогенетическое значение : — Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Киев, 1970. — 40 с.
 345. *Толстой М.И.* Проблемы региональных геохимических и петрофизических исследований Украинского щита // Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. — Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1980. — С. 3—9.
 346. *Трошин Ю.П.* Флюидный режим формирования гранитоидов разных геохимических типов // Геохимия. — 1984. — № 9. — С. 1318—1326.
 347. *Трощенко В.Н.* Плагιοгранитоидные комплексы Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны // Сов. геология. — 1973. — № 3. — С. 116—127.

348. *Усенко И.С.* О генезисе древних гранитоидов Украинского кристаллического массива // Докл. АН СССР. — 1955. — 104, № 6. — С. 895—898.
349. *Усенко И.С.* О генезисе чарнокитов Украинского щита // Там же. — 1956. — 107, № 4. — С. 436—440.
350. *Усенко И.С.* Граниты Украинского кристаллического щита // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. — М. : Госгеолтехиздат, 1958. — С. 691—695.
351. *Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Бернадская Л.Г. и др.* Классификация геологических формаций Украинского щита // Геол. журн. — 1974. — 34, вып. 1. — С. 3—15.
352. *Усенко И.С., Личак И.Л., Царовский И.Д., Бернадская Л.Г.* Магматические формации Украинского щита // Магматические формации. — М. : Наука, 1964. — С. 236—249.
353. *Усенко И.С., Орса В.И., Хатунцева А.Я. и др.* Геосинклинальные гранитоиды Украинского щита // Геол. журн. — 1973. — 33, вып. 1. — С. 3—14.
354. *Усенко И.С. та ін.* Формации Українського щита // Там же. — 1963. — 23, вып. 1. — С. 3—15.
355. *Усенко И.С., Цуканов В.А., Есипчук К.Е.* Докембрийская субформация гранитоидов Приазовья // Геохимия и рудообразование. — 1972. — Вып. 2. — С. 55—60.
356. *Усенко И.С., Щербак И.Б., Заяц А.П.* Биотиты докембрия. — Киев : Наук. думка, 1972. — 208 с.
357. *Успенский Н.М.* О гипотезе гранитизации // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. — М. : Изд-во АН СССР, 1955. — С. 235—244.
358. *Устиев Е.К.* Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций // Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности. — М. : Наука, 1969. — С. 5—43.
359. *Ушакова Е.Н.* Биотиты магматических пород. — Новосибирск, 1980. — 327 с. — (Тр. Ин-та геологии и геофизики. СО АН СССР; Т. 454).
360. *Федоровский В.С.* Гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса — единый структурный парагенез докембрия Байкальской горной области // Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г. — М. : Наука, 1984. — Т. 2. — С. 288.
361. *Феофилактов К.М.* О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской // Тр. Комиссии ун-та св. Владимира для описания губернии. Киев. учеб. округа. — 1851. — 1. — С. 5—89.
362. *Ферсман А.Е.* Геохимия. — М. : Изд-во АН СССР, 1958. — 320 с.
363. *Ферштатер Г.Б.* Rb — Sr — диаграммы для анализа геодинамического режима образования магматических серий // Ежегодник ИГГ УНЦ АН СССР, 1980. — Свердловск, 1981. — С. 86—88.
364. *Ферштатер Г.Б.* Новая схема формационного расчленения гранитоидов Урала // Там же, 1981. — Свердловск, 1982. — С. 32—36.
365. *Ферштатер Г.Б.* Распределение титана и натрия между минералами гранитоидов как геологический термометр // Геохимия. — 1973. — № 1. — С. 55—64.
366. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов. — М. : Наука, 1975. — 287 с.
367. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Феррофации гранитоидов // Геохимия. — 1978. — № 2. — С. 147—161.
368. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Троянова М.В.* Литий, рубидий, стронций и свинец в гранитоидах Урала // Там же. — 1969. — № 1. — С. 72—83.
369. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В. и др.* Стронций и рубидий в различных типах габбро-гранитоидных и гранитоидных серий // Там же. — 1980. — № 9. — С. 1357—1370.

370. *Флерова К.В.* Поведение редких элементов в процессе метасоматически-палингеного образования гранитоидов // Междунар. геохим. конгр., Москва, 1971: Тез. докл. — М.: Наука, 1971. — Т. 2. — С. 625—626.
371. *Фомин А.Б.* Геохимия гипербазитов Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1984. — 230 с.
372. *Фонарев В.И., Корольков Г.Я.* Оливин-ортопироксен-кварцевый геобарометр (экспериментальные данные) // Докл. АН СССР. — 1978. — 238, № 3. — С. 687—690.
373. *Формы геологических тел* / Под ред. Ю.А.Косыгина, В.А.Кулындышева, В.А.Соловьева. — М.: Недра, 1977. — 246 с.
374. *Фролова Н.В.* О происхождении гранитов архея Восточной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1953. — № 1. — С. 28—37.
375. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. — М.: Недра, 1973. — 511 с.
376. *Хатунцева А.Я.* Корреляция магматических комплексов крайнего северо-запада Украинского щита на формационной основе, их происхождение, возраст и геохимическая специализация // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. — М.: Недра, 1976. — Ч. 1. — С. 71—75.
377. *Херасков Н.П.* Геологические формации (опыт определения) // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1952. — 27, № 5. — С. 31—52.
378. *Хисина Н.Р., Бочкаев Ф.И.* Электронно-микроскопическое изучение структур распада и микродвойникование в полевых шпатах состава $Ab_{65} Or_{28} An_{07}$ и $Ab_{52} Or_{44} An_{04}$ // Минерал. журн. — 1981. — 3, № 2. — С. 36—48.
379. *Хитаров Н.И.* Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных // Геохимия. — 1958. — № 6. — С. 783—792.
380. *Хитрунов А.Т.* Минеральные фации гранитоидов складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1985. — № 4. — С. 74—81.
381. *Хитрунов А.Т.* Окислительно-восстановительные условия формирования гранитоидов с различной рудоносностью // Докл. АН СССР. — 1985. — 280, № 5. — С. 1229—1233.
382. *Хитрунов А.Т.* О титанистости биотитов гранитоидов // Там же. — 1974. — 215, № 5. — С. 1214—1216.
383. *Хитрунов А.Т., Дмитриенко С.М.* О геохимии цинка в гранитоидах // Геохимия. — 1974. — № 8. — С. 1162—1171.
384. *Хитрунов А.Т., Мельцер М.Л., Колосова Г.И.* К геохимии никеля и кобальта в гранитоидах // Там же. — 1978. — № 11. — С. 1652—1660.
385. *Хитрунов А.Т., Путалова Р.В., Бердина Л.Е.* Петрогенетическое значение особенностей распределения титана в гранитоидах // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. — 1981. — № 2. — С. 21—25.
386. *Хитрунов А.Т., Соболев Р.Н., Путалова Р.В. и др.* Акцессорные минералы титана как показатели условий кристаллизации гранитоидов // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1976. — № 10. — С. 65—73.
387. *Холоднов В.В., Бушляков И.Н.* Формационные и флюидно-металлогенетические типы гранитоидов Урала // Ежегодник ИГГ УНЦ АН СССР, 1983. — Свердловск, 1984. — С. 62—64.
388. *Холоднов В.В., Вакуленко С.Ю., Старков В.Д.* P33 в апатитах и породах — индикаторы происхождения и эволюции гранитоидных серий Войкар-Синьинского синклинория // Там же, 1980. — Свердловск, 1981. — С. 82—86.
389. *Царовский И.Д.* Типы геологических структур щелочных пород УССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1954. — № 4. — С. 101—112.
390. *Царовский И.Д.* Использование акцессорного циркона для корреляции докембрийских пород Украинского щита // Акцессорные минералы изверженных пород. — М.: Наука, 1968. — С. 272—280.

391. Царовський І.Д. Сієнітовий комплекс // Стратиграфія УРСР. Докембрій. — К. : Наук. думка, 1972. — С. 287—297.
392. Царовський І.Д., Брацлавський П.Ф. Нефелиновые породы Днестровско-Бугского района. — Киев, 1980. — 48 с. — (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
393. Цуканов В.А. Петрология раннедокембрийских гранитов Приазовья. — Киев : Наук. думка, 1977. — 162 с.
394. Цуканов В.О., Висилчук К.Ю. Магматичні комплекси Західного Приазов'я // Стратиграфія УРСР. — К. : Наук. думка, 1971. — Т. 1. — С. 172—195.
395. Чебурки: А.К., Проскурка К.С., Андреев А.В. Установка для многоэлементного рентгеновского флюоресцентного анализа малых количеств веществ // Приборы и техника эксперимента. — 1984. — № 3. — С. 208—212.
396. Червяковский С.Г. О некоторых закономерностях распределения редкоземельных элементов в породах кислого состава // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. 4-й Урал. петрогр. конф., Свердловск, 1981. — Ч. 2. — С. 25—27.
397. Червяковский С.Г., Червяковская В.В. К вопросу об индикаторности состава лантаноидов и возможности их использования для геохимических исследований // Ежегодник ИГГ УНЦ АН СССР, 1975. — Свердловск, 1976. — С. 80—84.
398. Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. — М. : Наука, 1979. — 160 с.
399. Шатский Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1960. — № 5. — С. 3—40.
400. Шемякин В.М. Химизм вертикальных рядов чарнокитоидов различной глубинности // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. — 1985. — 625. — С. 127—132.
401. Шраменко И.Ф., Ствдник В.А., Заруцкий К.М. и др. Первая находка интерметаллических соединений свинца, сурьмы и олова на Украине // Докл. АН СССР, 1981. — 259, № 6. — 1981. — С. 1465—1469.
402. Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. — М. : Наука, 1985. — 160 с.
403. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. — 1968. — 182, № 4. — С. 918—921.
404. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. и др. Основные проблемы петрологии гранитоидов // Проблемы петрологии и геологии гранитоидов. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. — С. 3—33.
405. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Главные типы магматогенных и ультраметагенных формаций // Геологические формации. — Л. : ВСЕГЕИ, 1968. — С. 94—97.
406. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Эволюция магматизма в раннем докембрии // Геология докембрия : Докл. сов. геологов к XXIII сессии МГК: Probl. 4. — Л. : Наука, 1968. — С. 154—162.
407. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры // Проблемы докембрийского магматизма: Тр. I сессии Науч. совета по геологии докембрия. — Л. : Наука, 1974. — С. 8—21.
408. Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д. и др. Геология и магматизм области сочленения Беломорья и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). — Л. : Наука, 1974. — 240 с.
409. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. — М. : Недра, 1968. — 179 с.
410. Щелочные полевые шпаты Украинского щита / Под ред. И.С.Усенко. — Киев : Наук. думка, 1980. — 196 с.
411. Щербак М.П. Геологія і акцесорна мінералізація докембрію верхів'їв р. Терева. — К.: Вид-во АН УРСР, 1961. — 86 с.

412. *Щербак Н.П.* Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1975. — 269 с.
413. *Щербак Н.П.* Датирование процессов метаморфизма и магматизма в докембрии Украинского щита по изотопным данным // *Метаморфизм Украинского щита и его обрамления.* — Киев : Наук. думка, 1978. — С. 77—78.
414. *Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибикина Е.В., Бойко В.Л.* Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* — 1984. — № 7. — С. 73—83.
415. *Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Луговая И.П.* Изотопная геохимия Украины. — Киев : Наук. думка, 1981. — 245 с.
416. *Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Орса В.И.* Возрастные соотношения гранитов Вольно-Подолки и Среднего Приднепровья Украинского щита // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* — 1966. — № 11. — С. 37—56.
417. *Щербак Н.П., Бибикина Е.В.* Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // *Тез. докл. 27 Международ. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г.* — М. : Наука, 1984. — Т. 2. — С. 386—387.
418. *Щербак Н.П., Данилович Л.Г., Жуков Г.В.* Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии // *Изотопная геохронология докембрия.* — Уфа: 1979. — С. 146—147.
419. *Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др.* Каталог изотопных дат пород Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1978. — 223 с.
420. *Щербак Н.П., Орса В.И., Бартницкий Е.Н. и др.* О двух этапах гранитизации и магматизма в Украинском щите // *Проблемы осадочной геологии докембрия.* — М. : Недра, 1967. — Вып. 2. — С. 263—275.
421. *Щербак Н.П., Орса В.И., Шуркин К.А. и др.* Новые данные по изотопному датированию раннедокембрийских образований Среднего Приднепровья // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* — 1982. — № 9. — С. 18—22.
422. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др.* Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья (Украинский щит) // *Там же.* — 1982. — № 11. — С. 29—33.
423. *Щербак Н.П., Сологуб В.Б., Усенко И.С.* Эволюция вещества литосферы континентов на ранних стадиях их развития (на примере докембрия Украинского щита) // *Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюз. петрогр. совещ., Ленинград, 1981 г.* — Л. : Наука, 1981. — С. 12—14.
424. *Щербаков И.Б.* Об особенностях состава гранитоидов Украинского щита // *Проблемы геологии докембрия.* — Киев : Наук. думка, 1971. — С. 123—128.
425. *Щербаков И.Б.* Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1975. — 279 с.
426. *Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орса В.И.* Формационное и возрастное расчленение гранитоидов раннегеосинклинального и геосинклинального этапов развития Украинского щита // *Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита.* — Киев : Наук. думка, 1983. — С. 26—30.
427. *Щербаков И.Б., Хмарук Т.Г.* Критерии расчленения основных пород чарнокитовой формации Украинского щита // *Геол. журн.* — 1970. — 30, вып. 2. — С. 50—58.
428. *Щербина В.В.* К геохимии титана // *Геохимия.* — 1971. — № 3. — С. 302—309.
429. *Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири)* / Под ред. В.А.Глебовицкого. — Л. : Наука, 1972. — 180 с.
430. *Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии)* / Под ред. Л.П.Свириденко. — Л. : Наука, 1984. — 263 с.
431. *Эдельштейн И.И.* К геохимии никеля // *Геохимия.* — 1960. — № 7. — С. 601—609.
432. *Эйнон О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А.* Докембрий Западного Приазовья. — Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1971. — 184 с.

433. Эрланк А. Связь между содержаниями калия и рубидия в земных породах // Распространение элементов в земной коре. — М.: Мир, 1972. — С. 70—88.
434. Юрк Ю.Ю. Петрология Уманского и Антоновского гранитных плутонов. — Киев: Изд-во АН УССР, 1953. — 302 с.
435. Юрк Ю.Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. — Киев: Изд-во АН УССР, 1956. — 123 с.
436. Юрк Ю.Ю. и др. Гранитоидные породы Приазовья и перспективы их использования в керамическом и стекольном производствах. — Киев: Наук. думка, 1964. — 143 с.
437. Юрк Ю.Ю., Марченко С.Я., Чашка А.И. Акцессорные минералы и элементы гранитоидов докембрия Приазовья. — Киев: Наук. думка, 1973. — 159 с.
438. Abbott R.N. Peritectic reactions in the system An—Ab—Or—Qz—H₂O // Can. Miner. — 1978. — 16, N 2. — P. 245—256.
439. Aldiss D.T. Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites // Nature. — 1981. — 289, N 5798. — P. 577—578.
440. Arnould N. Etude geologique des migmatites et des granites precambriens du NE de la Côte — d'Ivoire et la Haute-Volta meridionale // Mem. Bureau de Recherches geologiques et minieres. — Paris, 1961. — Vol. 3. — 225 p.
441. Baddington A.F., Lindsley D.H. Iron titanium oxide minerals and sintetic equivalents // J. Petrol. — 1964. — 5, N 2. — P. 310—357.
442. Bateman R. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas // Tectonophysics. — 1984. — 110, N 3/4. — P. 211—231.
443. Barker F., Arth I.G., Hudson T. Tonalites in crustal evolution // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. — 1981. — 301, N 1461. — P. 293—303.
444. Bouseily A.M., Sokkary A.A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks // — Chem. Geol. — 1975. — 16, N 3. — P. 207—217.
445. Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. — Princeton, 1928. — 334 p.
446. Bowen N.L., Tuttle O.F. The system NaAlSi₃O₈ — KAlSi₃O₈ — H₂O // I.Geol. — 1950. — 58, N 5. — P. 489—511.
447. Bowen N.L., Tuttle O.F. Synthetic granites and their melting behaviour under high H₂O pressure // Amer. Mineralogist. — 1952. — N 3/4. — P. 253—275.
448. Brown W.L., Parsons I. Towards a more practical twofeldspar geothermometer // Contrib. Mineral and Petrol. — 1981. — 76, N 4. — P. 369—377.
449. Burnol L. Association des caracteristiques et l'evolution petrographiques et geochemiques des leucogranites de la partie nordouest du massif central français avec less differents tupes de concentration en tungstene, beryllium, lithium, etain et niobium — tantale // Metallization Associated with Acid Magmatism. — Praha, 1974. — Vol. 1. — P. 64—75.
450. Caruba R., Baumer L., Turco G. Nouvelles syntheses hydrothermales du zircon: substitution isomorphiques; relation morphologie — milion de croissance // Geochim. et cosmochim. acta. — 1975. — 39. — P. 11—26.
451. Condie K.C. Archean Magmatism and crustal thickening // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. — 84, N 9. — P. 2981—2991.
452. Degenhardt H. Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphere // Geochim. et cosmochim. acta. — 1977. — 11, N 4. — P. 279—309.
453. El Bouseily A.M., El Sokkary A.A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks // Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India. — 1975. — 47, N 3. — P. 103—116.
454. Fenner C. The crystallization of basalts // Amer. J. Sci. — 1929. — N 17. — P. 225—253.
455. Fontelles M., Guitard G. Role des noyaux "precambriens" sur le metamorphisme et la structure de l'orogene varisque dans les Pyrenees // Resumes de la conf. "Correlation des evenements geologiques dans le socle ancien de la zone varisque de l'Europe". — Liblice, 1972. — P. 9—11.

456. Glikson A.Y. Early precambrian evidence of primitive oceanic crust and island nyclely of sodic granite // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1972. — 83. — P. 3323—3344.
457. Goldich S.S., Hedge C.S., Stern T.W. Age of the Morten and Montevideo Gneisses and Related Rocks, South-Western Minnesota // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1970. — 81, N 12. — P. 382—393.
458. Görz H. Microprobe Studies of duclusions in Zircons and Compilation of Minor and Trace Elements in Zircous from the literature // Chem. Erde. — 1974. — 33, N 4. — P. 326—357.
459. Gradwell R.A. A note on the rapakivi granite of the Hivesville — Proston district // Univ. Queensl. Pap. Dep. Geol. — 1956. — 4, N 3. — P. 3—8.
460. Gromet L.P., Silver L.T. Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications // Geochim. et cosmochim. acta. — 1983. — 47, N 5. — P. 925—939.
461. Heath I. Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ rations in orthositos and some associated rocks in variations in isotopic abundances of Sr, Ce, Ar and related topics // Mass. Inst. Technol. Ann. Progr. Rep. — 1966. — 14. — P. 151—155.
462. Henderson P. Rare earth element geochemistry. — Amsterdam: Elsvier, 1984. — 510 p.
463. Hensen B.I., Green D.H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions and temperatures // Contrib. Mineral. and Petrol. — 1973. — 38, N 2. — P. 152—166.
464. Hunter D.R. The ancient gneiss complexes in Swaziland // Trans. Geol. Soc. S. Africa. — 1970. — 73, N 3. — P. 107—150.
465. Hurst R.W., Bridgweter D., Collerson H.D. 3600 m.y. Rb—Sr ages from very early archacan gnesses from Sagalec Bay, Labrador // Earth and Planet. Sci. Let. — 1975. — 27, N 3. — P. 232—245.
466. Iahn Bor-ming, Glikson A.Y., Pencat I.I., Hickman A.H. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution // Geochim. et cosmochim. acta. — 1981. — 45, N 9. — P. 1633—1652.
467. Kimura K., Hironaka Y. On yamagutilite — a phosphorus bearing variety of zircon found of Gamaguti village, Nago prefecture // J. Chem. Soc. Japan. — 1936. — 57. — P. 215—232.
468. Lange H., Tischendorf G. et al. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. B. Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges // Geologie. — 1972. — 21. — P. 15—28.
469. Laves F. The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars // J. Geol. — 1950. — N 5. — P. 548—571.
470. Locroix A. Contribution a la connaissance de la composition chimique et mineralogique des roches eruptives de l'Indochine // Bull. Serv. geol. Indochine. — 1933. — 20, N 3. — P. 199—208.
471. Lyell Ch. Principles of geology. — London, 1835. — 320 p.
472. Marmo V. On the granites of Honkamaki and Otanmaki, Finland // Bull. Commis geol. Finl. — 1966. — N 221. — P. 34—48.
473. Megregor A.M. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia // Trans. Geol. Soc. S. Africa. — 1951. — 54. — P. 27—71.
474. Mc Gregor V.S. The early Precambrian gneisses of the Godthal district, west Greenland. In Discussion on the evolution of the Precambrian crust // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. — 1973. — 273, N 1235. — P. 552—580.
475. Miyashiro A. Chemical composition of rocks in relation to metamorphic facies // Japan J. Geol. Geogr. — 1967. — 38, N 2/4. — P. 149—157.
476. Myers J.S., Gee R.D., Williams J.R., Trendall A.F. Relationship between granulite and granite—greenstone terrains in Western Australia // Тез. докл. 27 Междунар. геол. конгр., Москва, авг. 1984 г. — М.: Наука, 1984. — Т. II. — С. 357.
477. Newton R.C., Hansen E.C. A continuons prograde amphibolitefacies to granulite — facies transition in the archacan of Southern India // Ibid. — P. 359—360.

478. *Nockolds S.R., Allen R.* The geochemistry of some igneous rocks series // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 1954. — N 6. — P. 245—285.
479. *Powar K.B., Pande J.C.* Rapakivi structure in the granitic rocks of Almore, India // *Curr. Sci.* — 1966. — 35, N 20. — P. 519—520.
480. *Pearce J.A., Harris B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* — 1984. — 25, N 4. — P. 956—983.
481. *Petersen J.S.* Rare-earth element fractionation and petrogenetic modelling in charnockitic rocks, Southwest Norway // *Contrib. Mineral and Petrol.* — 1980. — 73, N 1. — P. 116—172.
482. *Seck H.A.* Der Einfluß des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ // *Ibid.* — 1971. — 31, N 1. — P. 67—86.
483. *Simonen A.* Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland // *Bull. Commis. geol. Finl.* — 1960. — N 189. — P. 1—101.
484. *Sorby K.* Sur le mode de consolidation du granite et de plusieurs autres roches // *C.r. Acad. sci. Paris.* — 1858. — N 3. — P. 58—63.
485. *Stewart D.B., Wright T.L.* Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars and relationship of strained cell parameters to bulk composition // *Bull. Soc. Mineral. Cristallogr.* — 1974. — 97, N 2/5. — P. 356—377.
486. *Sthaul H.H.* Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiotitgneises aus dem Schwarzwald // *Chem. Erde.* — 1962. — 21, H. 3/4. — S. 413—449.
487. *Terzaghi R.D.* The rapakivi of Head Harbor Island, Maine // *Amer. Miner.* — 1940. — 25, N 2. — P. 111—122.
488. *Tomita T.* Radioactivity of zircon // *Takso karaky.* — 1956. — N 26. — P. 25—32; N 27. — P. 251—258.
489. *Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of elements in some major units of the earth crust // *Bull. Geol. Soc. Amer.* — 1961. — 72. — P. 175—192.
490. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ // *Geol. Soc. Amer. Mem.* — 1958. — 74. — P. 1—153.
491. *Verhoogen J.* Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks // *Amer. J. Sci.* — 1962. — 26, N 3. — P. 1326—1335.
492. *Vogt K.* Die Genesis der Granite physiko-chemisch gedeutet // *Z. Dtsch. Geol. Ges.* — 1931. — 83, H 4. — S. 218—231.
493. *White A.J.R., Chappell B.W.* Ultrametamorphism and granitoid genesis // *Tectonophysics.* — 1977. — 43, N 1. — P. 7—21.
494. *Whitney J.A., Stormer J.C.* Geothermometry and geobarometry in epizonal granitic intrusions: a comparison of iron titanium oxides and coexisting feldspars // *Amer. Miner.* — 1976. — 61, N 7/8. — P. 751—761.
495. *Winkler H.G.F., Breitbart R.* New aspects of granitic magmas // *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* — 1978. — N 10. — P. 463—480.
496. *Winkler H.G.F., Von Platen H.* Experimentelle Gestemmetamorphose // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 1957. — 13. — P. 42—68.
497. *Whitney J.A., Stormer J.C.* Two-feldspar geothermometry, geobarometry in mesozonal granitic intrusions: three examples from the Piedmont of Georgia // *Contrib. Mineral. and Petrol.* — 1977. — 63, N 1. — P. 51—64.
498. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment theory and application // *Amer. Miner.* — 1965. — 50, N 9. — P. 1228—1272.
499. *Wright J.B.* Controls of mineralization in the older and younger tin fields of Nigeria // *Econ. Geol.* — 1970. — 65, N 8. — P. 945—851.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Принципы и схемы формационного расчленения гранитоидов	5
Развитие исследований по формационному анализу гранитоидов	5
Обзор представлений о возрасте и генезисе гранитоидов Украинского щита	11
Принципы и методы выделения гранитоидных формаций	18
Геологические критерии формационного анализа	24
Петрологические критерии формационного анализа	29
Геохимические критерии формационного анализа	33
Глава 2. Гранитоидные формации Украинского щита	36
Формация эндербитов	43
Формация тоналитов и плагиогранитов	47
Формация интрузивных диоритов и плагиогранитов	51
Формация ремобилизованных автохтонных плагиогранитов	55
Формация ремобилизованных автохтонных чернокитоидов	59
Формация регрессивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	63
Формация высокоглиноземистых гранитов	65
Формация интрузивных чернокитоидов, трахитоидных и чернокварцевых гранитов	68
Формация интрузивных диоритов, гранодиоритов и гранитов	72
Формация прогрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов	74
Формация регрессивных плагиоклаз-микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов	78
Формация лейкократовых существенно микроклиновых гранитов	85
Формация субщелочных гранитоидов	89
Анортозит-рапакивигранитовая формация	92
Формация редкометалльных лейкократовых гранитов	98
Глава 3. Особенности состава породообразующих и аксессуарных минералов — критерий определения формационной принадлежности гранитоидов	102
Щелочной полевой шпат	105
Биотит	126
Циркон	146
Апатит	156
Сфен	160
Глава 4. Геохимия гранитоидов Украинского щита	163
Редкоземельные элементы	165
Общие закономерности распределения элементов-примесей в гранитоидах	183
Глава 5. Генезис и рудоносность гранитоидов Украинского щита, особенности докембрийского гранитообразования	217
Заключение	232
Список литературы	240

Научное издание

ЕСИПЧУК Константин Ефимович

**ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГРАНИТОИДОВ ДОКЕМБРИЯ**

Художник обложки С.В. НАЗАРОВ

Художественный редактор И.П. САВИЦКАЯ

Технические редакторы Т.М. ЗУБРИЦКАЯ, Т.К. ВАЛИЦКАЯ

Оператор В.Н. КУРГАН

Корректоры С.И. КОЛЕСНИК, В.И. ГЛОМОЗДА

ИБ № 9050

Сдано в набор 01.04.88. Подп. в печ. 11.11.88. БФ 01656. Формат 60x84/16.
Бум. офс. № 2. Офс. печ. Усл. печ. л. 15,35. Усл. кр.-отт. 15,70. Уч.-изд. л. 18,75.
Тираж 310 экз. Заказ 8-895. Цена 3 р. 80 к.

Оригинал-макет подготовлен в издательстве "Наукова думка". 252601 Киев 4,
ул. Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

3 р. 80 к.

5124

НАУКОВА ДУМКА